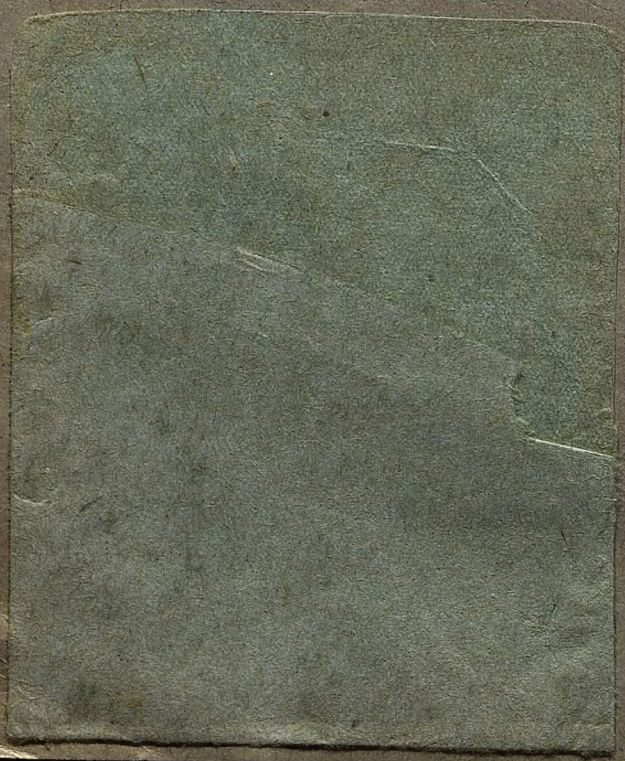
081905

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ УРАЛА

ОТ ЗЛАТОУСТА ДО ЧЕЛЯБИНСКА



КНИГА ДОЛЖНА БЫТЬ
ВОЗВРАЩЕНА НЕ ПОЗЖЕ
УКАЗАННОГО ЗДЕСЬ СРОКА

Колич. прод. выдач———— Зак. 22

АКАДЕМИЯ НАУК СОЮЗА ССР

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

В. С. КОПТЕВ-ДВОРНИКОВ, Е. С. ДОБРОХОТОВА,
И. С. РОЖКОВ, Г. А. МИРЛИН

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ УРАЛА ОТ ЗЛАТОУСТА ДО ЧЕЛЯБИНСКА

081905
(2 карты)

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР
МОСКВА 1940 ЛЕНИНГРАД

55(с17)

Ответственные редакторы *Д. С. Белянкин* и *Е. А. Кузнецов*

Уральский Индустриальн. Ин-тут
им. [illegible]
ФУНДАМЕНТАЛЬНАЯ
БИБЛИОТЕКА

Редактор издательства *П. С. Котляревская*

Технические редакторы *П. А. Савельев* и *Л. Г. Кошутина* Корректор *Л. М. Шиловцева*

Сдано в набор 20/VIII 1940 г. Подписано к печати 26/XI 1940 г. Формат 70×108¹/₁₆. Объем 20¹/₂ п. л. и 1 вкл. № 1 п. л. 58.000 печ. зн. Уч.-изд. л. 31.43. Тираж 1000 экз. А 32536 РИСО № 1340. АНИ № 1560.

1-я Образцовая типография Огиза РСФСР треста „Полиграфкнига". Москва, Валовая, 28. Заказ 3336
Отпечатано с матриц в Брянской гостипографии

АКАДЕМИЯ НАУК СОЮЗА ССР

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

ПРЕДИСЛОВИЕ

В 1934 г. на средства Уральского геологического треста было начато геологическое пересечение Южного Урала вдоль Южно-Уральской железной дороги. Исследования охватили пространство от ст. Сыростан на западе до разъезда Шахматово на востоке. Дальнейшая работа производилась в Геологическом институте Академии Наук. В 1936 г. исследования были сосредоточены в районе гг. Златоуста и Челябинска.

Результаты работ вносят новые моменты в понимание геологического разрева для изученного пространства между гг. Златоустом и Челябинском. Наши главнейшие достижения сводятся к следующему:

1. Зона развития пород протерозоя (свита «М»):

а) установлены стратиграфия и тектоника толщи кристаллических сланцев;

б) выяснено существование двух этапов метаморфизма, из которых второй имеет верхнепалеозойский возраст, связан с гранитами и представлен разнообразными типами (инъекционным, пневматолитическим и гидротермальным). Установлено развитие регрессивного метаморфизма;

в) выяснен генезис железорудных месторождений района Златоуста.

2. Западный зеленокаменный комплекс:

а) разрешены вопросы стратиграфии и тектоники эффузивной толщи;

б) выяснен доверхнедевонский возраст габбро-перидотитовой интрузии;

в) установлены позднекаледонские движения.

3. Центральный комплекс:

а) установлены структуры нижнекаменноугольной осадочной толщи и ее взаимоотношения с нижележащим эффузивно-змеевиковым комплексом;

б) установлены два разновозрастных цикла гранитных интрузий.

4. Район г. Челябинска:

а) изучена структура эффузивной толщи;

б) детально разобрано строение интрузивных комплексов, их история формирования и отношение к рудоносности.

Перечень этих вопросов показывает, с каким разнообразным комплексом явлений приходилось иметь дело работникам пересечения.

В полевых работах, кроме пишущего эти строки, принимали участие следующие геологи: П. Л. Волошин, Е. С. Доброхотова, А. Д. Зиновкин, В. Б. Кочуров, Г. А. Мирлин, Е. В. Постникова, О. П. Оглоблина, Н. Н. Ормонт, О. С. Полквой и М. Е. Яковлева.

В виду большой сложности геологического строения изученного района, его описание ведется по отдельным районам следующими лицами:

1. Геологическое строение района г. Златоуста (протерозой) — В. С. Коптевым-Дворниковым.

2. Геологическое строение зеленокаменной полосы района г. Миасса — Е. С. Доброхотовой.

3. Полезные ископаемые миасской части разреза — И. С. Рожковым, работавшим ранее в этом районе.

4. Геологическое строение центрального зауральского комплекса — Г. А. Мирлиным.

5. Сводный геологический очерк выполнен В. С. Коптевым-Дворниковым.

В камеральной обработке материалов по кристаллическим сланцам протерозоя принимали участие В. И. Гоньшакова, Е. В. Постникова и М. С. Нагибина.

Исследования Урала в последние годы дали много новых фактов для понимания его истории, которая оказывается далеко не такой простой, как это представлялось ранее. Мы теперь можем говорить достаточно точно о наличии докембрия, а также о том, что формирование уральской складчатой зоны обусловлено целым рядом фаз тектогенеза, среди которых намечаются, кроме герцинских, как каледонские, так и постпалеозойские. На протяжении нашего пересечения мы имели возможность изучить весьма полный разрез, начиная от осевой части хребта г. Златоуста до лесостепных предгорий у г. Челябинска.

Самыми древними породами протерозойского возраста являются кристаллические сланцы водораздельной части хребта. К востоку вплоть до Челябинска развиты почти исключительно палеозойские толщи верхнего силура, девона и нижнего карбона. Среди них большим распространением пользуются разнообразные эффузивы и туфы, затем змеевики, образовавшиеся за счет перидотитов, кремнистые сланцы и известняки нижнего карбона и герцинские граниты. Из более молодых образований, кроме четвертичных, отметим наличие в восточной половине пересечения остатков размытой древней мезозойской коры выветривания и третичных осадков (палеоген).

По особенностям геологического строения на изученном пространстве следует выделить несколько зон. На крайнем западе наши работы достигли границы с древними немыми толщами западного склона Урала. Здесь расположена наша первая зона — протерозойская. Далее на всем пространстве до г. Челябинска тянется область развития палеозоя, в которой нами выделены три зоны: 1) западная зеленокаменная, расположенная к западу от г. Миасса; 2) центрально-зауральская (змеевики, кремнистые сланцы C_1 и граниты), занимающая пространство между г. Миасс и ст. Полетаево; 3) восточная зона осадочно-эффузивных пород и гранитов, находящаяся к востоку от ст. Полетаево.

При рассмотрении нашего разреза (см. карту) можно подметить, что при движении с запада на восток напряженность складчатости падает, и структуры двух восточных зон представляются в общем более пологими и менее сжатыми. Наиболее сильно дислоцированными являются зоны протерозоя и прижатая к нему западная зеленокаменная полоса. Наше пересечение расположено в том интересном пункте, где, выходя с юга из пределов Башкирии, зеленокаменная полоса начинает сужаться, причем в 10 км к северу от железной дороги у с. Тургояк от нее остается лишь узкая полоска шириной в несколько сотен метров. Для всех зон мы должны отметить опрокинутость складок в западном направлении, что свидетельствует о направлении движений с востока на запад.

Границы выделенных зон принадлежат к большим тектоническим нарушениям, прослеживающимся далеко за пределы наших работ. Вдоль них происходило перемещение (надвигание) зон с востока на запад. Как уже указывалось, наиболее сложно построенными являются зоны протерозоя и западная зеленокаменная. Они состоят из ряда больших сжатых опрокинутых складок-надвигов с растертыми западными крыльями, т. е. мы имеем те формы структур, которые впервые для Урала были указаны А. Н. Заварицким (1923).

Обращаясь к распределению в пространстве явлений метаморфизма, имеющих региональное распространение, мы также заметим некоторые закономерности. Наиболее глубоко метаморфизованными оказываются кристаллические сланцы протерозоя, первоначальные минеральные ас-

социации которых отвечали мезозоне Грубенмана-Ниггли. Породы палеозойской кровли относятся к эпизоне. Среди них более изменены и динамометаморфизованы толщи западной зеленокаменной полосы. Таким образом, намечается естественная связь между напряженностью складчатости и степенью метаморфизма.

Указанный общий «метаморфический фон» нарушается присутствием герцинских гранитных интрузий. Так, в области распространения протерозоя получают развитие инъекционные и пневмато-гидротермальные процессы. Инъекционные процессы имеют распространение также в пределах ильменского комплекса гранито-гнейсов. Отчетливо выраженные контактовые ореолы развиты около южного конца массива чашковских гранитогнейсов, у Кундравинского, Камбулатовского и Челябинского массивов. Что касается западной зеленокаменной зоны, то в ней в отдельных пунктах оказываются локализованными пневмато-гидротермальные и гидротермальные процессы, с которыми генетически связано оруденение. Следует подчеркнуть, что распределение гранитных интрузий и процессов, связанных с их вторжением, зависело от тектонического плана и структурных элементов отдельных зон.

Помимо верхнепалеозойских гранитов, в области развития палеозоя большую роль играют девонские интрузии ультраосновных пород, залегающие в ядрах складок, образованных верхнесилурийскими и нижнедевонскими толщами.

Описание отдельных зон приведено в порядке их расположения с запада на восток. В работе не дается описания самой восточной зоны, результаты исследования которой будут опубликованы отдельно.

Необходимо подчеркнуть, что большую роль в оценке геологических фактов и их трактовке сыграло наше знакомство в последние годы с геологическим строением Центрального Казахстана. В результате возникла новая трактовка некоторых общих вопросов, которая нашла свое отражение лишь в заключении, написанном значительно позднее остальных частей работы, перед самой сдачей ее в печать.

АКАДЕМИЯ НАУК СОЮЗА ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

В. С. КОПТЕВ-ДВОРНИКОВ

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ПОЛОСЫ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ СЛАНЦЕВ РАЙОНА Г. ЗЛАТОУСТА

I. ЛИТЕРАТУРНЫЙ ОЧЕРК

Наиболее полное описание геологического строения окрестностей г. Златоуста имеется в работе И. В. Мушкетова (1877), который приводит исторический обзор геологических исследований бывшего Златоустовского горного округа и обширную литературу, вышедшую до 1876 г. Из литературного обзора видно, что Златоустовский горный округ, благодаря интересному геологическому строению и богатству полезными ископаемыми, довольно рано и неоднократно привлекал внимание исследователей. Начало изучения его относится к 50-м годам 18-го столетия и отдельные сведения по геологии, минералогии и полезным ископаемым района разбросаны в большом количестве работ.

В конце 18-го столетия Уральский кряж исследовался П. С. Палласом и Лепехиным и несколько позднее Р. Германом. В начале девятнадцатого века область кристаллических сланцев посетил акад. А. Купфер, а позднее А. Гумбольдт вместе с Эденбергом и Густавом Розе. В работах указанных исследователей мы находим отдельные краткие сведения по геологии и минералогии нашего района.

По А. Купферу, «на западной стороне Златоустовского Урала преобладают слюдяные сланцы, прикрывающиеся песчаниками и прорванные местами гранитами». А. Гумбольдт отмечает «смешение сланцевых формаций с изверженными» и «громадные внедрения кварца в слюдяные и тальковые сланцы Таганая и Уреньга», ошибочно принимая кварциты указанных хребтов за огромные кварцевые жилы.

Позднее в 1835—1837 гг. в работах Лисенко, помимо общих сведений по орографии и геологии района, имеются указания относительно месторождений графита и бурого железняка около г. Златоуста. При этом месторождения бурого железняка он считает «звеньями», заключенными на рубеже двух метаморфических пород, одной из которых часто является известняк (Лисенко, 1837).

В 1837 г. окрестности Шишимских гор были посещены Г. Нестеровским, который указал на развитие «первозданной слюдяносланцевой формации».

В работе Г. Щуровского (1841), имеющей общеуральский характер, мы находим попытку объяснить причину поднятия Южного Урала. Он предполагал, что первый подъем Урала обязан гранитам, вторгшимся из глубины и образовавшим горы на поверхности земли (например, Ильменские). Там где гранит оказался не в состоянии прорвать сланцы, он поднял их на значительную высоту, образовав два параллельные хребта — Уреньгайский и Уральский.

Первым, высказавшим свои соображения о геологическом возрасте пород Златоустовского округа, был знаменитый английский геолог Мурчисон, посетивший в 1841 г. Урал вместе с Вернейлем и Кейзерлингом и

выделивший среди осадочных образований Златоустовского округа верхнюю и нижнюю силурийские формации (Мурчисон, 1849).

Из более поздних можно отметить работу Е. Гофмана (1868), в которой имеется описание горных пород Златоустовского округа, однако относительно возраста их указаний не дается.

В работе И. В. Мушкетова (1877), посетившего Златоустовский горный округ в 1876 г., дается описание геологического строения и метаморфических пород нашего района и содержатся указания относительно месторождений полезных ископаемых. Автор указывает, что господствующими породами в окрестностях Златоуста являются слюдяные сланцы с подчиненными залежами бурых железняков и кварцитов, прорываемые выходами гранитов на Тесьминской горе. Необходимо отметить, что более поздними исследованиями, а также и нашими наблюдениями в районе горы Тесьминской обнаружены были лишь дайки гранитных пород и пегматитов.

И. В. Мушкетов, согласно с Мурчисоном, относит кварциты и слюдяные сланцы также к силурийской системе. При этом полосу кристаллических сланцев он считает нижнесилурийской, а породы, развитые к западу от Шишимских и Губенских гор, относит к верхнему силуру. Что касается возраста интрузивов, то, по мнению И. В. Мушкетова, наиболее древними являются граниты, а затем диориты. Этот ошибочный вывод сделан автором потому, что он принимает для гнейсов и гнейсовых сланцев западной части района, а также и для амфиболитов изверженное происхождение.

Некоторые из горных пород, непосредственно принадлежащих исследованному нами району, были микроскопически обработаны и описаны С. Конткевичем (1877), сопровождавшим И. В. Мушкетова при посещении им Златоустовского горного округа.

Позднее, в 80-х годах, классические исследования Уральского хребта были произведены А. П. Карпинским и Ф. Н. Чернышевым. При этом А. П. Карпинский (1883) считал возможным принять для некоторой части метаморфических пород архейский возраст. В своей работе он указывает, что «наслоенные кристаллические породы всего исследованного района суть образования метаморфические. Значительная их часть может быть рассматриваема как отложения архейской системы, но часть представляет измененные палеозойские осадки по всей вероятности девонские».

В противовес А. П. Карпинскому, Ф. Н. Чернышев (1889) резко отрицает архейский возраст кристаллических сланцев. Он пишет: «я считаю невозможным смотреть на вышеописанные кристаллические сланцы иначе как на измененные палеозойские отложения и нахожу мало мотивированным и произвольным сопоставление их по возрасту с хронологическими (лаврентьевскими и гуронскими) подразделениями архейских отложений Америки».

Главным доказательством такого утверждения, по мнению Ф. Н. Чернышева, служит постепенный переход нижнедевонских пород в кристаллически наслоенные породы на западном склоне Урала (г. Сук-Таш, Ягодные горы и другие).

Касаясь вопросов тектоники, Ф. Н. Чернышев указывает, что Урал-тау представляет антиклинальную складку, и считает, что кряжеобразовательные процессы происходили в двух направлениях: господствующем тангенциальном, при давлении с запада на восток, и подчиненном ему меридиональном или СВ-ЮЗ. В орографическом очерке 139-го листа указывается, что все хребты, образующие ряд параллельных цепей СВ-ЮЗ простирания к западу от Урал-тау, представляют результат сбросов. Отсюда часто рядом лежащие хребты являются частями одной и той же складки. К выводу о наличии складчатости меридионального направления Ф. Н. Чернышев пришел в связи с обнаруженным им широтным простиранием кристаллических сланцев на горе Уй-таш и в других пунктах хребта.

В десятиверстную геологическую карту 139-го листа, составленную Ф. Н. Чернышевым, вошла и исследованная нами площадь.

В 1914 г. Л. А. Кулик произвел осмотр железнодорожных выемок от Миасса до Златоуста. На западном склоне водораздельного хребта им отмечено присутствие графита в богатых гранатом слюдяных сланцах и подчиненные пласты серого кристаллического известняка среди «волнистых» слюдяных сланцев (Кулик, 1914).

Б. П. Кротов (1915), исследовавший комплекс кристаллических сланцев в Миасском районе, прилегающем к району наших исследований с востока, дает их детальную петрографическую характеристику. Впоследствии они были описаны для района с. Сыростан И. С. Рожковым (1933, 1934).

Касаясь горообразовательных процессов, Б. П. Кротов указывает, что слюдяные кварциты и сланцы Миасского района, под влиянием динамического воздействия, были сложены в складки с близким меридиональному простиранию, с пластами, поставленными при этом почти на голову, что указывает на широтное направление давления. Им отмечается особенно интенсивный характер горообразующих процессов в конце нижнекаменноугольного периода (с которым связаны интрузии габбро-перидотитовой магмы), продолжавшихся и после интрузии гранитной магмы, но в более ослабленной форме. На последнее указывает сланцеватое сложение пород гранитного комплекса.

В районе горы Уй-таш слюдяные кварциты, по его мнению, претерпели динамические воздействия в двух направлениях — ССВ-ЮЮЗ и ЗСЗ-ВЮВ; при этом второе направление, обусловившее появление мелкой складчатости на крупных складках кварцита, он считает более поздним, может быть связанным с горообразовательными процессами нижнекаменноугольного периода. Эти положения, имеющие для нас значительный интерес, позднее были дополнены В. С. Коптевым-Дворниковым (1933).

Исследовавший в 1918 г. Златоустовский горный округ, совместно с А. Н. Чураковым, А. Н. Заварицкий (1923) обратил внимание на обилие гранитов и гнейсо-гранитов среди кристаллических сланцев и на связь этих пород постепенными переходами. На основании этого автор делает предположение об осадочном происхождении сланцев, инъецированных и метаморфизованных гранитами. Позднее в работе 1928 г. А. Н. Заварицкий, описывая кварциты и кристаллические сланцы гор. Юрмы и Иссыла, считает их аналогичными сланцам других частей осевой зоны Уральского хребта и относит к типичным кристаллическим сланцам мезозоны. Им отмечено, что кварциты Уральского хребта и хребтов Таганаев составляют отдельные прослои в мощной толще слюдяных сланцев. Это обстоятельство было подмечено еще ранее И. В. Мушкетовым (1877) и подтверждается нашими наблюдениями. Амфиболиты Назямских гор, по наблюдениям А. Н. Чуракова, возникли за счет материала изверженного происхождения. Для центральной полосы Урала А. Н. Заварицким (1918) отмечается большое распространение месторождений бурого железняка, сосредоточенных преимущественно в окрестностях г. Златоуста.

В 1925—1926 гг. Д. В. Наливкин исследовал район, располагающийся к северо-западу от нашего. В отчете, на основании сопоставления девонских отложений (находящихся западнее) с доломитами и кварцитами Кусинского завода, автор делает предположение, что эти породы разделены эпохой каледонской складчатости и считает, что возраст кусинских доломитов и связанных с ними кварцитов и метаморфических сланцев (соседних с нашими) вероятнее всего силурийский или кембрийский (Наливкин, 1927).

В 1927 г. район был частично захвачен работами Б. В. Наливкина. В кратком отчете автор указывает на присутствие на горе Косотур кристаллических сланцев с гранатом и отмечает выдержанное северо-восточное про-

стирание пород этой части района с крутым юго-восточным падением; он не дает никаких указаний относительно возраста кристаллических сланцев (Наливкин, 1929).

В работе В. С. Коптева-Дворникова (1929) и других по Уральским месторождениям граната указывается, что наиболее важные в практическом отношении гранатовые месторождения произошли путем изменения осадочных глинистых пород, богатых железом, к которым относятся ставролит-гранатовые слюдяные сланцы свиты М, широко распространенные в исследованном районе.

Подробными петрографическими исследованиями кристаллических сланцев нашего района в 1933 г. занимался Б. А. Успенский, выделивший, на основании минералогического состава, среди сланцев окрестностей Златоуста ряд разновидностей. Автор ошибочно объединяет в одну группу все амфиболиты, встреченные в нашем районе, и приписывает им осадочное происхождение, ссылаясь при этом на А. Н. Чуракова и А. Н. Заварицкого (1923), которые принимали осадочное происхождение лишь для амфиболитов западной гнейсовой зоны. На основании полевых наблюдений и микроскопического исследования автор считает гнейсы и гнейсовые сланцы западной части района, в противоположность А. Н. Заварицкому (1923), осадочного происхождения. Эти выводы он обосновывает следующим образом:

1) эти породы по условиям залегания теснейшим образом связаны с породами, осадочное происхождение которых несомненно (слюдяные сланцы, кварциты), и образуют с ними послойное переслаивание и постепенные переходы;

2) эти породы объединяются полевым шпатом; разности, лишенные полевошпатовой части, переходят в слюдяные сланцы и слюдистые кварциты, причем биотиты в гнейсах и слюдяных сланцах по оптическим свойствам совершенно тождественны;

3) структурные особенности также свидетельствуют об осадочном происхождении гнейсов. В большинстве случаев структура гнейсов гранобластическая, указывающая на процесс перекристаллизации. С другой стороны, иногда в структуре можно подметить признаки обломочного происхождения собственных частей породы. При микроскопическом исследовании в некоторых образцах обнаружено наличие карбоната, который по условиям нахождения может быть связан по времени образования с остальными частями породы.

Работа Б. А. Успенского содержит очень краткие указания по геологии и тектонике района и в этом отношении не прибавила нового к имеющимся материалам. Точка зрения Б. А. Успенского не подтвердилась, и прав был А. Н. Заварицкий (1923), указавший на развитие в этой части района инъекционных явлений.

Последней работой, относящейся к исследованному району, является работа Л. М. Миропольского и В. А. Полянина (1937), занимавшихся изучением месторождений бурого железняка в Златоустовской и Кусинской дачах Южного Урала. В ней собраны материалы, касающиеся истории изучения указанных месторождений, и приложен обширный перечень литературы, вошедший в наш список. Достоинством работы является то, что, помимо рассмотрения условий залегания и генезиса железных руд, авторы останавливаются и на геологии района. На основании полевых наблюдений Л. М. Миропольский и В. А. Полянин считают происхождение свиты сланцев осадочным. Указанием на это служит присутствие в ее составе прослоев карбонатных пород и кварцитов и перемежаемость их со слюдяными и другими сланцами. Авторы, независимо от наших наблюдений, нашедших отражение в напечатанном отчете 1936 г., также пришли к выводу о явлениях повторного метаморфизма толщи кристаллических сланцев, с которыми

генетически связаны железорудные месторождения. Источником гидротермальных процессов они считают жильные граниты, что, как мы увидим, не является верным. Авторы правильно подчеркивают большую роль динамических процессов в формировании зон, к которым приурочены железорудные месторождения.

Предварительные итоги по нашему пересечению были напечатаны в 1936 г. в сборнике Южно-Уральской комплексной экспедиции, где в общих чертах дается описание выделенных свит кристаллических сланцев, а также говорится о гидротермальном происхождении первичного оруденения железорудных месторождений (Коптев-Дворников, 1936). Значительно более уточненные сведения по пересечению были изложены в путеводителе Южно-Уральской экскурсии XVII Международного геологического конгресса. К этой заметке приложен разрез (Коптев-Дворников, 1937).

Наконец, следует упомянуть о рукописном отчете В. С. Мясникова, касающегося результатов исследований, производившихся летом 1935 г. на территории Шишимского габбрового массива. Объектом исследования явились минеральные копи Шишимских гор. Автор указывает на эндоконтактовые явления в гранитах на границе с массивом (Мясников, 1936).

Обращаясь к общеуральской литературе, следует отметить, что в ней под именем метаморфической толщи (или свиты М) выделена группа кристаллических сланцев, как древнейшая среди всех образований Урала. Долгое время уральские геологи, под влиянием взглядов Ф. Н. Чернышева, принимали ее за метаморфизованные нижнедевонские образования. Однако и тогда не все были согласны с этой точкой зрения (Карпинский, 1883; Штукенберг, 1890) или же оставляли вопрос открытым (Зайцев, 1887).

В работах последнего времени большинством геологов возраст кристаллических сланцев признается докембрийским. Несомненно, что породам центральной зоны Урала свойственен более интенсивный и глубокий метаморфизм, чем образованиям его восточного и западного склонов. Поэтому вполне основательными являются предположения о существовании древней докембрийской фазы метаморфизма и орогенеза, обусловивших складчатость свиты М. Подтверждением этого предположения служит присутствие метаморфизованных пород по указаниям Д. В. Наливкина (1926), А. К. и Е. Г. Разумовских (1935, 1937) и Ф. Н. Шахова (1928), в гальках нижнесилурийских конгломератов и девонских отложений Южного Урала. В работе Ф. Н. Шахова для кристаллических сланцев Таналык-Баймакского района имеются указания о повторном проявлении динамометаморфизма. Общее представление о свите М дается в объяснительной записке к миллионной геологической карте Урала, где возраст метаморфических сланцев, по Н. К. Высоцкому (1931), «пока является совершенно неопределенным» и обозначается им условно как группа «кристаллических метаморфических сланцев М. Однако Н. К. Высоцкий отмечает, что они могут быть или нижнедевонскими, или верхне- и нижнесилурийскими или кембрийскими, а частью, может быть, и еще более древними, на основании того что эта толща залегает ниже известняков D_c^1. Возникновение складки водораздельного хребта Урала, сложенной метаморфизованными кварцитами и слюдяными сланцами свиты М, автор относит к герцинской складчатости.

Другие авторы приходят к несколько иному выводу о времени поднятия кристаллических сланцев. Они считают, что область сланцев Центрального хребта обязана своим появлением на дневную поверхность сбросам кайнозойской эпохи. Эта область считается горстовой, возникшей в результате эпейрогенических движений в постплиоценовую эпоху. Палеозойские породы, представлявшие покров на поверхности горста, были нацело уничтожены денудацией и обнажили фундамент кристаллических сланцев.

В одной из работ 1932 г. о геологическом строении Южного Урала указано[1], что метаморфическая толща должна была существовать и подвергаться размыву в досилурийское время.

Р. О. Квятковский (1930), изучавший толщу метаморфических сланцев в окрестностях Белорецкого завода, относит их предположительно, «к кембрию или возможно к протерозою». Такого же мнения придерживаются и некоторые другие авторы в отношении сходных сланцев, развитых в окрестностях Тирлянского завода[1].

К исследованиям в области метаморфической толщи также относится работа Южно-Уральской геологической экспедиции, результаты которой изложены в отчете В. С. Коптева-Дворникова (1933). Касаясь вопросов возраста и тектонической структуры кристаллических сланцев, автор предполагает, что образование и метаморфизм нижних горизонтов свиты и первые моменты складкообразования в них относятся к докембрию. Последнее подтверждается наличием двух несовпадающих направлений сланцеватости, из которых более позднее отвечает общеуральскому. Для полосы кристаллических сланцев автор рисует антиклинальную структуру, усложненную верхнепалеозойскими дислокациями с опрокидыванием складок, образованием поперечных разрывов и зон смятия и рассланцевания. А. К. Разумовский (1895) в сводном очерке по работам Блявинской группы ЦНИГРИ, в области периклинального погружения свиты М под толщу нижнего палеозоя, также указывает на существование двух пересекающихся направлений нарушений.

Обращаясь к северной и средней части Урала, мы также находим указания на древний возраст метаморфической толщи. Еще А. П. Карпинский (1883) и А. А. Штукенберг (1890) считали возможным относить ее к архею.

В работе Е. А. Кузнецова и М. Круглова (1934) толща кристаллических сланцев принимается «с большой долей вероятия», как докембрийская.

Е. А. Кузнецов в отчете по северному пересечению, станция Кушва — ст. Пашия, относит метаморфические сланцы, залегающие в основании разреза, к докембрию. Присутствие конгломерата на границе фаунистически охарактеризованного S_1 и более древних горизонтов, относимых к Cm, констатированное отдельными исследователями для всего Урала (Пайхой, р. Косьва, Тирлянский район и другие), приводит автора к мысли о возможном существовании на Урале салаирской фазы складчатости.

В более позднем отчете по геологическому пересечению Урала в районе Свердловск — Бисерть, Е. А. Кузнецов (1934) отмечает сходство свиты М с более северным разрезом и по общему признанию считает ее также докембрийской. При этом в кварцитовых конгломератах автором были встречены гальки уже метаморфизованных кварцитов, указывающие на наличие двух фаз метаморфизма.

В сводной работе по стратиграфии и тектонике Южного Урала[2] проводится сопоставление разрезов «немой толщи» западного склона и разрезов центральной зоны Южного Урала. По этой схеме вся серия пород, начиная от зигальгинских кварцитов, на основании большого метаморфизма, условно относится к докембрию.

Совершенно определенно о наличии докембрийских, протерозойских пород высказывается акад. А. Д. Архангельский (1934; Архангельский и Шатский, 1937).

Наконец, в последнее время у ряда уральских исследователей даже для слабо метаморфизованных древних «немых» свит западного склона Урала

---

[1] Труды Всесоюзного геологоразведочного объединения, 1932, вып. 243.
[2] Пробл. сов. геол., № 8, 1935.

появились соображения об их частично протерозойском возрасте. Об этом пишет В. Н. Крестовников (1935, 1936), Д. Г. Сапожников (1937) и М. И. Гарань (1937), и это нашло отражение в составленной коллективом ЦНИГРИ сводной карте Урала масштаба 1 : 500 000. На ней толща кристаллических сланцев относится к протерозою.

В заключение не могу не упомянуть об интересном устном сообщении работающего в Полярном Урале А. К. Львова. Последний по своим прежним работам хорошо знаком с разрезами древнего палеозоя Южного Урала и находит у них много общего с тем, что им констатировано в Полярном Урале. В распоряжении А. К. Львова имеется фаунистически охарактеризованный разрез, начиная с среднего кембрия. Толща, относимая им к нижнему кембрию, лежит несогласно с размывом на серии сланцев, относимых им к протерозою. Последняя содержит прослои метаморфизованных эффузивов, что вполне согласуется с указаниями Е. А. Кузнецова для Среднего Урала о приуроченности эффузивных пород к верхним горизонтам докембрия (Лучицкий и Кузнецов, 1936).

Таким образом, все состояние наших знаний для кристаллических сланцев Урала говорит в пользу их протерозойского возраста.

II. ОРОГИДРОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Устройство поверхности нашего района тесно связано с его геологическим строением и несет отчетливые признаки разрушающейся горной страны. Наиболее высокие точки рельефа не выходят за пределы 1000 м, а самая низкая отметка р. Ай — основной водной артерии нашего района — 380 м, что составляет относительную разницу около 500—600 м.

Все хребты, гряды и холмы вытянуты в северо-восточном направлении, совпадающем с простиранием геологических комплексов. Главной возвышенностью на востоке является собственно Уральский хребет, в системе которого выделяется отдельно стоящая Александровская сопка. Абсолютные отметки вершин хребта близки к 800 м. Восточнее Уральского хребта расположена пологохолмистая местность, приуроченная к области развития гранитов. Ее высшие абсолютные отметки колеблются в пределах 460—525 м. На запад от Уральского хребта, по направлению к долине р. Ай, местность испытывает общее понижение. В схеме строение рельефа для пространства между р. Ай и Уральским хребтом можно представить как сильно расчлененную наклоненную на юго-запад поверхность, на восточном приподнятом краю которой расположены самые высокие точки.

Нечто сходное мы имеем и в западной части нашего района. На левом берегу р. Ай расположен хребет Уреньга и его северное продолжение гора Косотур. По абсолютным отметкам хребет Уреньга выше Уральского. Отметка одной из его вершин равна 817 м, а за пределами района имеются высоты 1165 м. К западу от зоны хребта Уреньги находится система хребтов и увалов, из которых некоторые являются весьма значительными (Назямский хребет), но в общем при движении к западным границам протерозоя происходит общее понижение рельефа. Таким образом, для западной половины протерозоя мы можем отметить существование другой эрозионной поверхности, также наклоненной на ЮЗ и так же, как и в первом случае, вдоль ее восточной окраины располагаются высшие точки (хребты Уреньга и Назямский).

Такое выделение в районе двух орографических зон стоит в полном соответствии с тектоническим его строением и отвечает существованию двух больших геологических комплексов: западного и восточного. К характеристике рельефа в области развития последнего мы теперь и переходим, причем прежде всего мы рассмотрим устройство поверхности для наиболее широкой его части, сложенной сланцами уральской и карбонатной свит.

Здесь по характеру рельефа можно выделить три зоны: западную, среднюю и восточную. В *западной зоне*, приуроченной к долине р. Ай, в антиклинальной структуре вскрыты сланцы и мраморы карбонатной свиты. В пределах западной зоны местность имеет наиболее низкие абсолютные отметки, не превышающие 500 м. Глубокий размыв и наличие сравнительно слабо сопротивляющихся выветриванию пород обусловили развитие мелкохолмистого рельефа, иногда прерываемого значительными ровными луговыми, часто заболоченными пространствами, лишенными коренных выходов. Особенно заболоченными оказываются участки долины р. Ай вблизи устьев впадающих в нее речек и ручьев. Для нее типичны отдельные низкие, вытянутые в северо-восточном направлении холмы, сложенные мраморами и сланцами. На ряду с этим, в связи с развитием поперечных даек габбро-диабазов и гранит-порфиров, появляются мелкие холмы широтного простирания.

Полоса мелкохолмистого рельефа протягивается от южной границы района к железной дороге, при приближении к которой местность испытывает небольшой подъем и становится более расчлененной.

В пространстве между долиной р. Ай и Уральским хребтом (*средняя зона*) располагается ряд широких длинных возвышенностей с отметками в пределах 500—670 м. Относительная их высота не превышает 120 м. Одинаковое строение этих высот обязано однообразному характеру слагающих их ставролит-гранатовых слюдяных сланцев. Для них характерны довольно быстро повышающиеся, а иногда и крутые склоны, покрытые густой растительностью. Пологие склоны обыкновенно лишены коренных обнажений; в этом случае последние наблюдаются только на вершинах в виде непрерывных низких гряд, скал или развалов глыб. Обычно наиболее крутые склоны этих возвышенностей обращены в сторону ближайшей реки; однако, обрывистые берега рек наблюдаются редко. Местами в связи с выходами ключей на склонах встречаются заболоченные участки. Все эти возвышенности вытянуты в северо-восточном направлении и образуют длинные гряды, разделенные в меридиональном и широтном направлении пониженными пространствами и долинами правых притоков р. Ай. В долинах оказывается вскрытой толща пород карбонатной свиты и в соответствии с этим рельеф в их пределах становится мелкохолмистым. Его отрицательные элементы характеризуются широким развитием растительности и очень плохой обсаженностью.

Среди возвышенностей выделяется крутыми, резко очерченными склонами узкая гряда гор, в которой южнее железной дороги расположена гора Уржумка с отметкой 650.9 м. Эта гряда отделяет долину р. Ай с ее мелкосопочным рельефом от гористой восточной части района. В пространстве между возвышенностями системы горы Уржумки и Уральским хребтом расположена еще одна полоса увалов, в которой наиболее высокая точка (680.3 м) также находится недалеко от железной дороги, южнее ст. Уржумки. К тем же горным элементам средней зоны относятся горы Сорочья и Тесьминская (отм. 659 и 628 м), находящиеся к северу от железной дороги на левом берегу р. Б. Тесьмы.

Гора Тесьминская является северным продолжением горы Сорочьей. Обе возвышенности сложены ставролит-гранатовыми слюдяными сланцами уральской свиты и отделены друг от друга руслом р. М. Тесьмы. Для этой системы высот весьма типичны крутые, а иногда и обрывистые склоны. Особенно крутыми оказываются западный склон горы Тесьминской в том месте, где р. Б. Тесьма подходит непосредственно к его основанию, и южный у горы Сорочьей.

Если сопоставить высотные отметки и степень расчлененности рельефа вдоль средней зоны, перед нами отчетливо выступает картина более интенсивного и более глубокого размыва в южной части района.

Рельеф *восточной зоны* характеризуется наличием непрерывной гряды Уральского хребта и отдельно стоящей одной из его вершин Александровской сопки. Эти высоты обязаны возникновением существованию среди ставролит-гранатовых слюдяных сланцев мощных прослоев кварцитов.

В связи с поперечной дислокацией Александровская сопка не лежит на непосредственном продолжении кварцитов Уральского хребта, а смещена к западу приблизительно на 3 км. В пониженной части местности вдоль направления предполагаемого смещения между Александровской сопкой и горой Уральский рудник расположена трасса железной дороги.

В этой части района резко выражена зависимость форм рельефа от петрографического состава горных пород. Основание Александровской сопки представляет ровное приподнятие, местами заболоченное плато, сложенное ставролит-гранатовыми слюдяными сланцами. Среди него к западу от сопки местами имеются небольшие скалистые выступы кварцитов, приуроченные к выходу тонких прослоев этих пород. На этом фоне перед наблюдателем, идущим по ровной залесенной местности, внезапно возникает огромный скалистый выход Александровской сопки (абс. отм. 830.5) высотой около 100 м. Склоны сопки покрыты большими осыпями глыб кварцитов.

Уральский хребет (отметка триангуляционного пункта 758.9) представляет слабо асимметричную гряду с более крутым западным и более пологим восточным склонами. Западный склон сложен ставролит-гранатовыми слюдяными сланцами. Вероятно, близкие по составу сланцы развиты и на его восточном склоне, но они наблюдаются в коренном залегании лишь у самой вершины, вдоль которой тянутся скалистые обнажения кварцитов. Склоны хребта, особенно восточный, покрыты громадными заросшими осыпями кварцитов, спускающимися ко дну р. Каменки. Довольно часто на склонах встречаются заболоченные участки. Если подниматься на хребет по восточному склону, то последний на протяжении его двух третей сначала является очень пологим, а затем становится более крутым и только у самой вершины наблюдается резкий, иногда обрывистый уступ, от которого начинаются скалистые выходы кварцитов. Выступы последних иногда достигают высоты 20—30 м и сопровождаются осыпями крупных глыб. Западный склон таких выступов, обращенный в сторону падения кварцитов, более пологий и менее обрывистый. В южной части района, к востоку от Уральского хребта и р. Каменки, расположена параллельная сильно размытая гряда кварцитов, к которой приурочена вершина с отметкой 769.7.

Для рельефа, в области развития кристаллических сланцев восточного геологического комплекса, ясно видна зависимость от петрографических и тектонических особенностей. Простирание как мелких, так и крупных форм рельефа тесно связано с простиранием пород.

Мелкохолмистый рельеф в области развития петрографически разнообразной слоистой толщи карбонатной свиты и более крупный рельеф в местах залегания слюдяно-ставролит-гранатовых сланцев и кварцитов уральской свиты показывают отчетливую зависимость от степени механической прочности этих толщ.

Местность к востоку от Уральского водораздельного хребта отличается другим характером рельефа, обусловленным широким развитием гранитов. С запада и востока последние ограничены тектоническими линиями, которые на местности проходят вдоль продольных пониженных участков рельефа. Их мы наблюдаем вдоль восточных подножий Александровской сопки и Уральского хребта, а также вдоль границы с зеленокаменным комплексом. В последнем случае размыв вдоль тектонической линии уральского контакта был облегчен тем, что прилегающие к нему породы зеленокаменного комплекса сильно рассланцованы.

В поле развития гранитов на местности наблюдается ряд невысоких пологих холмов и увалов с абсолютными отметками 460—525 м и относительной

высотой от 15 до 100 м. Все возвышенности имеют весьма различные простирания, мягкие округлые контуры, сглаженные и пологие склоны, покрытые густым лесом. Несколько более четкими очертаниями и ясно выраженным простиранием обладают те холмы и мелкие увалы, на вершине которых выходят лучше сопротивляющиеся выветриванию жильные гранитоиды.

Описанный рельеф особенно характерен для местности, лежащей к северу от железной дороги. Его однообразие нарушается там довольно высоким и крутым увалом Пугачевской горы, сложенной кварцитами и кварцитовыми сланцами, образующими в гранитах большой блок включенных пород кровли.

К югу от железной дороги рельеф приобретает более крупные черты, связанные с особенностями геологического строения этого участка. На рельефе сказывается присутствие среди гранитов большого блока слюдяно-кварцитовых сланцев, слагающих широкую полосу, обращенную выпуклостью на юг. В соответствии с этим мы видим ряд параллельных широких широтных увалов, разделенных логами того же направления. При приближении к уральскому контакту в соответствии с условиями залегания сланцев холмы приобретают северо-восточное простирание. Интересно отметить, что петля железной дороги у разъезда Хребет в южной части в точности повторяет очертания северной границы блока слюдяно-кварцитовых сланцев.

На крайнем юге района граниты выходят из-под пород кровли и слагают самую высокую точку — гору Валежную (690 м). Восточный склон горы Валежной короткий, круто обрывающийся к уральскому контакту. Западный более пологий и прорезан довольно глубокими логами.

Чтобы покончить с этой восточной окраиной района, стоящей несколько обособленно от остальной его части, я коснусь ее речной системы. Наиболее крупной является р. Б. Сыростан, берущая начало в долине, расположенной между горой Уральский рудник и Александровской сопкой. В верховьях р. Б. Сыростан течет в юго-восточном направлении, а затем около ст. Сыростан меняет его почти на широтное и в пределах зеленокаменной полосы впадает с левой стороны в р. Атлян, являющуюся притоком р. Миасс. Река Б. Сыростан имеет падение около 1 м на 1 км и течет в низких, часто болотистых берегах, лишенных коренных обнажений. Из притоков ее наиболее значительным является левый приток р. Средний Сыростан и правый — р. Каменка. Последняя течет в широкой заболоченной долине у подножья Уральского хребта. Русло реки каменистое и покрыто многочисленными глыбами кварцитов.

Запутанный ландшафт области развития гранитов усложняется наличием многочисленных мелких болот, сырых логов и ручьев, берущих начало на Уральском хребте и иногда исчезающих в широких заболоченных участках его склона.

Как уже указывалось выше, в западной части района наиболее высокой горной грядой является хребет Уреньга, сложенный слюдяно-кварцитовыми сланцами и кварцитами. Отметки вершины хребта Уреньга в пределах нашего района имеют около 840 м, а вне его границ достигают 1200 м. Хребет Уреньга ограничивает с запада долину р. Ай и протягивается от юго-западного угла района до г. Златоуста, где он прерывается поперечной долиной р. Ай. Его северным продолжением является гора Котур, которая имеет более низкие отметки (585 м) и сложена теми же породами, что и хребет Уреньга.

Склоны хребта Уреньга в начале подъема довольно пологие, ближе к вершине становятся крутыми и отдельные скалистые гребни и вершины окружены осыпями. Западный склон хребта с приближением к Златоусту становится более расчлененным и от него отходит ряд довольно высоких увалов, находящихся под городскими постройками.

Западнее хребта Уреньга и горы Косотур протягивается полоса высот, приуроченная к выходам амфиболитов Назямских гор. Назямские горы расположены к северу от железной дороги и имеют в нашем районе высшую отметку 769.7 м. В соответствии с юго-восточными углами падения амфиболитов и вмещающих их пород, восточный склон Назямских гор является пологим, а западный — крутым и местами обрывистым. Вдоль вершины гор тянутся непрерывные выходы каменистых гряд амфиболитов. Иногда они приобретают скалистый характер. Для Назямских гор следует отметить общую тенденцию к понижению, при движении с севера на юг. К югу от железной дороги на продолжении выходов амфиболитов расположены горы Татарская и Гуриха.

Между Назямским хребтом и горой Косотур, к северу от железной дороги, находится довольно значительная возвышенность, носящая название горы Средний Мыс и сложенная ставролит-гранатовыми слюдяными сланцами. Западный склон этой возвышенности очень крутой и у его подножья протекает р. 2-я Каменка.

На западной границе нашего района, на севере, расположена меридиональная гряда Губенских, а на юге Шишимских гор. Первые сложены гранито-гнейсами, вторые — метаморфизованными габбро. Абсолютные отметки этих гор не превышают 630 м. В пространстве между этими грядами и высотами, приуроченными к полосе амфиболитов Назямских гор, находится ряд меридионально вытянутых широких возвышенностей, разделенных не менее широкими долинами.

Крупные черты рельефа этой части района объясняются сравнительно одинаковой сопротивляемостью развитых здесь пород, среди которых главная роль принадлежит гнейсовым сланцам и гнейсам. Этим породам местами подчинены значительные прослои кварцитов и слюдяно-кварцитовых сланцев. Среди имеющихся здесь возвышенностей самой крупной является гора Мышляй, расположенная к северу от железной дороги. В соответствии с восточными углами падения пород, восточные склоны у всех возвышенностей пологие и сильно задернованы. Наоборот, западные склоны более круты, а у вершины иногда скалистые. Так у горы Мышляй вдоль вершины тянется обращенный на запад почти отвесный, иногда достигающий высоты 20 м уступ, сложенный слюдяно-кварцитовыми сланцами. Располагающиеся между горами лога и долины притоков р. Ай отличаются значительной шириной, обильной растительностью и почти полным отсутствием коренных обнажений. Сравнивая высотные отметки к северу и югу от железной дороги, мы можем сказать, что на левобережье р. Ай размыв сказался с большей интенсивностью, вследствие чего к югу от реки местность является более низкой.

Таким образом, и в западной части района мы имеем ясную зависимость рельефа от петрографического характера пород. Наиболее высокие точки местности сложены в хребте Уреньга кварцитовыми породами, а в Назямских горах — амфиболитами.

По количеству атмосферных осадков район г. Златоуста занимает на Южном Урале одно из первых мест. Он расположен на водоразделе между речными системами Волги и Оби. Водораздельная линия проходит по Уральскому хребту. Таким образом, по отношению к полосе развития кристаллических сланцев водораздел расположен асимметрично вблизи ее восточной границы и поэтому почти вся гидрографическая сеть нашего района связана с развитием долины р. Ай. От южной границы района р. Ай течет в продольной долине параллельно хребту Уреньга по направлению к г. Златоусту. У города она круто поворачивает на запад и на остальном протяжении течет вкрест простирания пород, прорывая сначала хребет Уреньга, а затем Назямские горы. Продольная часть долины характеризуется отсутствием больших поворотов русла, обильным развитием меандр

и наличием стариц. Река имеет широкую долину (около 2 км) с низкими, часто заболоченными, берегами; при этом левый берег является несколько более пологим. Русло реки плоское, каменистое, имеет ширину около 20—40 м. Для продольной части долины падение реки равно около 2 м на 1 км. Над урезом воды на высоте 2—3 м располагается пойменная терраса, поверхность которой часто заболочена, особенно вблизи устьев многочисленных притоков. Над нижней пойменной террасой находится хорошо выраженная терраса размыва, сложенная коренными породами и имеющая высоту около 10 м.

У г. Златоуста характер долины меняется; правый берег, на котором расположена гора Косотур, становится крутым и обрывистым. Левый коренной берег отодвигается далеко на юг, и на образующейся невысокой пологой террасе расположена центральная часть города. К западу от г. Златоуста до пересечения амфиболитов Назямских гор река образует ряд крупных излучин, сочленяющихся в крутых поворотах. В этой части течения долина становится местами узкой, и река течет в довольно крутых берегах. По выходе за пределы Назямских гор, также наблюдаем ряд очень пологих излучин, и река сохраняет направление, близкое к широтному.

На всем протяжении к западу от г. Златоуста в долине также хорошо различимы две террасы — пойменная и терраса размыва. Последняя имеет высоту около 10 м. Русло реки имеет ширину от 40 до 60 м, падение реки равно около 2.2 м на 1 км. Дно реки плоское и покрыто разнообразной по величине галькой. Нередко в русле наблюдаются перекаты и нагромождение крупных обломков.

Благодаря значительной водоупорности и водопроницаемости развитых в нашем районе пород, атмосферные осадки быстро скатываются по склонам гор и дают начало многочисленным ручьям и мелким речкам. Часть воды задерживается на пологих участках склонов возвышенностей, где образуются заболоченные пространства. Частая заболоченность склонов и долин свидетельствует о накоплении покровных толщ, затрудняющих просачивание осадков.

К правым притокам р. Ай, следуя вниз по течению, относятся рр. Извездная, Уржумка с притоками Балашихой, Есаулка, Черная, Большая и Малая Тесьма. Число левых притоков значительно меньше — рр. Воловья и Орловка.

Наиболее значительным притоком р. Ай является р. Б. Тесьма. Она берет начало севернее нашего района, на западном склоне горы Б. Таганай и, протекая в южном направлении, впадает у г. Златоуста в р. Ай. В пределах района р. Б. Тесьма течет в широкой, лишенной коренных выходов, продольной долине, расположенной между горами Косотур, Сорочьей и Тесьминской. Ее долина служит как бы северным продолжением долины р. Ай и по ширине не уступает последней. Недалеко от устья р. Б. Тесьмы, перед железной дорогой, слева в нее впадает р. М. Тесьма, пересекающая систему возвышенностей гор Тесьминской и Сорочьей, сложенных ставролит-гранатовыми слюдяными сланцами. Здесь берега реки крутые, высокие, но сразу становятся низкими, когда река попадает в область развития пород карбонатной свиты. На левом берегу р. М. Тесьма в пределах широтного отрезка ее течения на высоте 4 м над урезом воды наблюдается небольшая терраса.

Исток р. Извездной, протекающей вдоль южной границы нашего района, находится у подножья западного склона Уральского хребта. Река Уржумка берет начало недалеко от Александровской сопки и течет сначала в продольной долине, а затем резко поворачивает в широтном направлении и впадает в р. Ай. Истоки р. Черной расположены у разъезда Таганай, а устье — около Центральных углеобжигательных печей.

При сравнении характера притоков р. Ай на отрезке ее долины до г. Златоуста бросается в глаза, что правые притоки обладают, сравнительно с левыми, большей длиной. Они более многоводны и имеют большую ширину русел.

Для правых притоков характерно, что в верховьях они текут в продольных долинах и имеют, несмотря на быстрое течение, слабо разработанные каменистые русла. В среднем течении направление их нередко резко изменяется на широтное. Течение и здесь довольно быстрое, русла часто каменисты и загромождены обломками пород. Там, где долины расположены в пределах развития пород карбонатной свиты, мы имеем пологие склоны, нередко заболоченные берега. Русла речек обычно сильно меандрируют. При пересечении возвышенностей, сложенных ставролит-гранатовыми слюдяными сланцами, склоны становятся более крутыми, а берега иногда высокими и даже обрывистыми. В нижнем течении долины речек становятся широкими, скорость течения падает и появляются террасы, сложенные речными наносами, а в устьях развиваются заболоченные пространства.

Ниже г. Златоуста количество правых притоков значительно меньше, и они все обладают незначительными размерами. Между горами Средний Мыс и Косотур протекает р. 1-я Каменка. В долине между Назямским хребтом и горой Средний Мыс расположена р. 2-я Каменка, а у западного подножья Назямского хребта — рч. 3-я Каменка. Такая же небольшая речка протекает вдоль западного склона горы Мышляй. Наиболее крупным правым притоком является р. Губенка, расположенная у подножья восточного склона Губенских гор. Что касается левых притоков р. Ай, то наиболее значительным из них ниже г. Златоуста является рч. Передовка, впадающая в р. Ай почти против р. Губенки. И здесь, на крайнем западе района, как и выше по течению, в долине р. Ай хорошо наблюдаются две террасы. Одна пойменная, нередко заболоченная со старицами, а вторая на высоте 9—10 м над первой. Наличие двух террас констатировано и в долине р. Губенки.

Выше было отмечено, что по абсолютным отметкам Уренгинский хребет является более высоким, чем Уральский, но главная водораздельная линия между бассейнами Оби и Волги проходит вдоль последнего. Объяснить это явление можно, если мы предположим для нашего района четвертичные вертикальные движения, о наличии которых мы находим в литературе указания. Сравнивая высотные отметки столовых вершин Назямского хребта и горы Иремель, я указал на разницу превышений между ними около 750 м (Коптев-Дворников, 1933). Аналогичные вертикальные поднятия для горной части Урала указаны К. В. Никифоровой (1938) для бассейна р. Белой.

Вероятно, эти поднятия шли неравномерно, чем и объясняется существование упомянутых выше двух эрозионных ступеней, границей между которыми служит тектоническая линия, к которой приурочена долина р. Ай. В западной из этих ступеней движения, вероятно, продолжались более длительное время и этим можно объяснить большую высоту хребта Уренга и также резкую разницу в размерах правых и левых притоков р. Ай для продольной части ее долины.

В истории развития долины р. Ай можно отметить три момента. С первым из них связано формирование той широкой долины, которую мы наблюдаем в настоящее время. Вероятно, этот этап формирования долины был достаточно сложным, но для его более подробной характеристики данными мы не располагаем. Далее происходит новый размыв с образованием террас на высоте 10 м. Размыв сменился периодом накопления толщи речных наносов, в которую еще позднее было врезано современное русло.

Интересно отметить, что начало поперечной долины р. Ай у г. Златоуста расположено на продолжении той поперечной линии нарушения, о существовании которой упоминалось выше при описании рельефа восточной половины района.

III. ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Введение

В толще кристаллических сланцев протерозоя Златоустовского района следует выделить два геологических комплекса — западный и восточный, слагающие зоны, вытянутые в северо-восточном направлении, согласно с общим простиранием пород (СВ 10—30°). Ширина зоны развития пород западного комплекса 12 км, восточного — около 18 км.

Западный комплекс сложен, главным образом, слюдяно-кварцитовыми сланцами с подчиненными ставролит-гранатовыми слюдяными сланцами и кварцитами, а также более или менее крупными интрузиями габбро, превращенными в амфиболиты. Указанная толща сланцев выделена в описании в уреньгинскую свиту.

В западном комплексе следует особо выделить инъекционную зону, расположенную между Шишимскими и Губенскими горами, с одной стороны, и Назямским хребтом, с другой. Здесь сланцы уреньгинской свиты подверглись интенсивной гранитизации и превращению в гнейсы и гнейсовые сланцы. Западной границей западного комплекса является тектоническая линия, вдоль которой всюду на Урале породы докембрия отделены от немых свит древнего палеозоя. Тектонический характер этой границы подчеркивается развитием вдоль нее сравнительно неширокого верхнепалеозойского гранитного массива, продолжающегося далеко за пределы нашего района. Если в западной части комплекса влияние гранитной магмы обусловило инъекционный метаморфизм, то в его восточной половине оно сказалось в развитии пневмато-гидротермальных процессов. Последние вызвали в сланцах явления перекристаллизации и ретроградного метаморфизма. Породы западного комплекса сложены в ряд опрокинутых на запад складок. Сланцеватость и слоистость пород совпадают и падают на юго-восток под углами 45—60°.

Строение восточного комплекса является более сложным. Здесь выделены три свиты. Из них две — карбонатная и уральская слагают пространство от р. Ай до Уральского хребта включительно.

Нижняя — карбонатная свита представлена толщей довольно разнообразных сланцев, которым подчинены многочисленные прослои мраморов. Количество и мощность последних убывает по направлению к верхним частям разреза. Несмотря на то, что мраморы в составе свиты играют меньшую роль, чем сланцы, ей все же дано название карбонатной. Это сделано для того, чтобы подчеркнуть ее особый литологический состав сравнительно со всеми известными толщами уральского протерозоя. Породы карбонатной свиты сложены в складки с крутыми, преимущественно западными углами падения. Складки осложнены наличием зон раздробления и смятия.

Вдоль нарушенных зон в породах карбонатной свиты широко проявились процессы фельдшпатизации, биотитизации, тремолитизации и окварцевания, связанные с проникновением пневматолитических отщеплений гранитов. Наличие последних на некоторой, вероятно, небольшой глубине подтверждается развитием среди пород карбонатной и уральской свит их жильной серии, представленной габбро-диабазами и гранит-порфирами.

Над карбонатной свитой залегает уральская, представленная мощной толщей характерных ставролит-гранатовых слюдяных сланцев; в верхних горизонтах их появляются прослои кварцитов.

Породы уральской свиты сравнительно с карбонатной отличаются более пологим залеганием сланцеватости и несут признаки перекристаллизации под влиянием пневматолитических агентов гранитной магмы.

Между р. Ай и Уральским хребтом наблюдается чередование ставролит-гранатовых слюдяных сланцев с полосами пород карбонатной свиты. По-

следние обычно наблюдаются в отрицательных элементах рельефа — на дне продольных долин.

Породы уральской свиты ограничены с востока тектонической линией, за которой начинается область развития гранитов Сыростанского массива. По форме последний представляет как бы клин, обращенный узким концом на юг. В 5 км к югу от нашего района граниты выклиниваются. Сыростанский массив является южным продолжением Тургоякского штока. Особенностью условий залегания гранитов этой интрузии является то, что они режут под острым углом ту большую тектоническую линию (уральский контакт), которая существует между породами протерозоя и зеленокаменной полосой восточного склона Урала.

Имеющиеся данные приводят к выводу, что вдоль уральского контакта во время верхнепалеозойских движений происходили надвиговые явления. Граниты Сыростанского массива в краевых частях обладают сланцеватыми текстурами. Все это говорит о том, что их вторжение происходило в конце верхнепалеозойских движений. Развитие гранитного интрузивного цикла закончилось появлением жильной серии, представленной отчасти лампорфирами, но главным образом гранитоидами.

Среди гранитов присутствуют большие участки пород кровли, причем ассоциация последних не может быть сопоставлена с ранее указанными свитами. Эти включения представлены слюдяно-кварцитовыми сланцами, содержащими подчиненные прослои кварцитов и мраморов.

В северной части района на г. Пугачевой в гранитах залегает большой блок кварцитовых сланцев и кварцитов. Все эти породы представляют обрывки той свиты кварцитов, слюдяных кварцитов и отчасти слюдяно-кварцитовых сланцев, которые развиты за пределами нашего района как к северу, так и к югу от него. По имени горы Шайгатан, расположенной к югу от нашего района и сложенной породами этой толщи, свита названа шайгатанской.

Таким образом, толща протерозоя Златоустовского района с востока и с запада ограничена крупными тектоническими линиями, которыми воспользовались интрузии верхнепалеозойских гранитов. Весьма значительная тектоническая линия проходит в долине р. Ай по границе уральской и карбонатной свит. Другая линия, примерно такого же порядка, отделяет на востоке область развития сыростанских гранитов от пород уральской свиты.

В нашем распоряжении нет данных, которые бы позволили точно судить о стратиграфическом отношении выделенных нами комплексов. Если основываться на петрографическом характере метаморфических ассоциаций, то несомненно породы восточного комплекса производят впечатление образовавшихся на больших глубинах, чем сланцы уреньгинской свиты. В таком случае общее строение полосы протерозоя Златоустовского района мы можем представить в виде сложного асимметричного антиклинория, в котором более древние толщи слагают его восточную часть.

А. Восточный комплекс

1. Карбонатная свита

Общие замечания

Как уже было указано, в основании геологического разреза восточной части зоны кристаллических сланцев залегает карбонатная свита, представленная разнообразными слюдяными сланцами, которым подчинены более или менее значительные прослои кальцитовых и доломитовых мраморов. Вследствие сильной дислоцированности пород, их однотипности и многократного переслаивания установить точную стратиграфическую последова-

тельность горизонтов не представляется возможным. К этому следует добавить, что породы карбонатной свиты обычно обнажены довольно плохо и их выходы приурочены к отрицательным элементам рельефа.

Наиболее полно карбонатная свита вскрыта в долине р. Ай, где она слагает полосу шириной около 3 км, протягивающуюся через весь район в северо-восточном направлении. К северу от железной дороги, благодаря несогласному налеганию на карбонатную свиту ставролитовых слюдяных сланцев горы Сорочьей, полоса долины р. Ай разветвляется на две второстепенных, из которых восточная, шириной от 0.5 до 1 км, следует вдоль восточного подножья указанной возвышенности. Помимо этого, сравнительно узкая полоса пород карбонатной свиты отходит в долину р. Черной мимо разъезда Таганай к тракту Златоуст — Куштумга. Таким образом, широкая зона развития пород карбонатной свиты южной части района на севере разделяется на ряд более узких, ограниченных в своем развитии ставролит-гранатовыми слюдяными сланцами вышележащей уральской свиты.

В аналогичной обстановке выходы карбонатной серии наблюдались и в более восточных частях района. Здесь мы можем наметить две узкие полосы шириной от 0.5 до 1 км. Одна из них тянется от ст. Уржумка на юг до р. Извездной, другая расположена несколько восточнее и параллельно первой. Характерно, что выходы пород обеих полос приурочены к довольно глубоким продольным долинам и отвечают двум направлениям небольших антиклинальных поднятий.

В строении карбонатной свиты главную роль играют разнообразные сланцы, которым подчинены более или менее мощные прослои мраморов. Если принять во внимание общий характер тектоники восточного комплекса, то толщу сланцев, прижатую к тектоническому контакту между комплексами, следует отнести к более глубоким горизонтам карбонатной свиты. Они представлены характерными мелкочешуйчатыми двуслюдяными сланцами с гранатом и ставролитом, среди которых присутствуют довольно мощные прослои мраморов. В таком случае породы, развитые на правом берегу р. Ай, представляют вышележащие горизонты, в которых мы можем выделить две толщи. Из них нижняя представлена средне- и крупночешуйчатыми сланцами с гранатом и ставролитом, которым на правом берегу подчинена мощная (около 250 м) полоса мраморов, прослеженная от р. Извездной до южного склона горы Сорочьей. Кроме нее мраморы образуют в сланцах многочисленные тонкие линзы и прослои.

Наконец, к северу от р. Уржумки в восточной части зоны развития пород карбонатной свиты появляются силлиманит-мусковитовые сланцы ее верхних горизонтов. Они слагают полосу, которая при движении на север к железной дороге значительно расширяется. В отличие от нижних толщ сланцев мраморы, подчиненные силлиманит-слюдяным сланцам, образуют тонкие прослои.

В породах карбонатной свиты довольно отчетливо выражен штрекунг, указывающий на погружение их сланцеватости в северо-восточном направлении под углом в среднем около 15°. Так как наши наблюдения указывают на совпадение сланцеватости и слоистости пород, то, следовательно, и направление штрекунга можно принять за направление общего погружения свиты. В таком случае становится понятным появление силлиманит-мусковитовых сланцев в северо-восточной части зоны, т. е. по направлению общего погружения свиты.

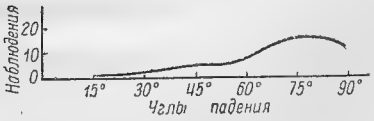
Общий разрез сверху вниз карбонатной свиты можно представить в следующей схеме:

Силлиманит-мусковитовые сланцы с редкими прослоями графитовых разностей и слюдяных сланцев с гранатом и ставролитом. Им подчинены тонкие и многочисленные прослои мраморов.

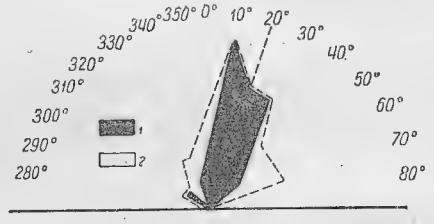
Мусковитовые, реже двуслюдяные сланцы с гранатом и ставролитом с мощными прослоями мраморов.

Мусковитовые мелкочешуйчатые сланцы с гранатом и ставролитом и графитом. В верхних частях сланцев много мощных прослоев мраморов.

Из этих трех толщ наиболее мощными являются верхняя и нижняя. Однако сказать что-либо о мощности в цифрах, не представляется возможным, так как свита сложена в ряд складок, усложненных мелкой повторной складчатостью и разрывами. В широтном сечении через район в мелких складчатых структурах мы имеем повторение одних и тех же горизонтов, но выделить отдельные складки, благодаря довольно однородному литологическому составу пород, не представляется возможным.



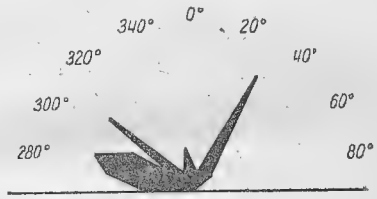
Фиг. 1. Диаграмма углов падения в породах карбонатной свиты.



Фиг. 2. Диаграмма простираний сланцеватости в породах карбонатной свиты.

1 — простирание сланцеватости в сланцах карбонатной свиты, *2* — простирание сланцеватости в мраморах.

Наблюдения, произведенные в выемках железной дороги и в старых горных работах рудников, всегда указывают на совпадение сланцеватости пород с их слоистостью. Вместе с тем, породы испытали крайнюю степень сжатия и являются плойчатыми в крупном масштабе, благодаря чему на местности, иногда на протяжении 100 м, можно видеть, как крутые западные падения сменяются такими же крутыми восточными. Кроме того установлено, что местные пологие залегания иногда связаны с мелкими антиклинальными и синклинальными перегибами. Простирание сланцеватости пород СВ 10—30°, а углы падения, главным образом, СЗ 60—80° до вертикальных (фиг. 1, 2 и 3). Однако на западе в мелко-чешуйчатых слюдяных сланцах, залегающих вдоль границы с породами Уреньгинской свиты, мы имеем, главным образом, падения ЮВ 50—60°. Эти восточные падения, вероятно, являются отражением аналогичных условий залегания сланцев хребта Уреньги и горы Косотур. На правом берегу р. Ай как в сланцах, так и в мраморах констатировано чередование углов падения СЗ и ЮВ 60—70°. При движении на север к железной дороге падения становятся более крутыми 60—80° с резким преобладанием северо-западных направлений. Статистическая обработка всех замеров элементов залегания показывает, что вообще для пород карбонатной свиты наиболее характерны углы падения от 60 до 90° (фиг. 1).



Фиг. 3. Диаграмма трещин отдельностей для пород карбонатной свиты. В диаграмму не вошли трещины сланцеватости.

Аналогичные условия залегания мы наблюдаем и в узких полосах выходов пород свиты, расположенных в долине р. Уржумки и у западного подножья Уральского хребта.

Породы карбонатной свиты несут признаки двух этапов метаморфизма. Первый из них, протерозойского возраста, вызвал формирование

сланцев, сохранившихся в тех участках района, где они остались почти неизмененными. К таким породам относятся силлиманитово-слюдяные, слюдяно-ставролитовые и слюдяные сланцы с гранатом и ставролитом. Однако эти породы всегда несут признаки некоторого позднейшего метаморфизма, сказывающегося в уничтожении силлиманита и ставролита и появлении в них турмалина и слюд второй генерации. Особенно сильную перекристаллизацию и превращение первичных пород во вторичные биотитовые и двуслюдяные сланцы мы наблюдаем в местности, расположенной к востоку от р. Ай. Аналогичным глубоким изменениям подверглись также и мраморы.

Наши данные приводят к выводу, что возраст этих метаморфических превращений верхнепалеозойский и они вызваны появлением пневматолитических агентов, связанных с гранитным очагом. Интенсивная перекристаллизация пород, захватывающая значительные участки, могла произойти только в обстановке динамических нарушений, которые способствовали проникновению растворов. Признаки таких нарушений в виде зон рассланцованности и разрывов зафиксированы как нашими наблюдениями, так и работами Л. М. Миропольского и В. А. Полянина (1937).

Перейдем теперь к более подробной характеристике пород, слагающих свиту.

Сланцы

Как уже было отмечено, вдоль западного края зоны пород карбонатной свиты в долине р. Ай распространены характерные мелкочешуйчатые двуслюдяные сланцы со ставролитом и гранатом, где они слагают полосу шириной от 250 до 500 м. Последняя прослежена на левом берегу р. Ай, откуда, расширяясь, она переходит на восточный берег заводского пруда. Севернее сланцы вскрыты в выемках железной дороги вдоль западных подножий гор Сорочьей и Тесьминской и заходят в долину р. М. Тесьмы. Кроме того, эти породы констатированы восточнее Орловского рудника, около железной дороги и на территории Тесьминского рудника, где они содержат многочисленные прослои мраморов. Мелкочешуйчатые сланцы слагают основание горы Сорочьей и на местности видно, как они вместе с подчиненными мраморами перекрыты ставролит-гранатовыми слюдяными сланцами уральской свиты. Граница между породами карбонатной свиты и ставролит-гранатовыми сланцами очень хорошо выражена крутым южным склоном горы Сорочьей. Вдоль западных склонов гор Тесьминской и Сорочьей граница между породами обеих свит также отражена в рельефе существованием уступа, по которому проходит линия высокого напряжения. На простирании уступа к югу и к северу расположены рудники (Николаевский, Васильевский), что может указывать на тектонический характер этой границы.

Сланцы западной полосы имеют светлую зеленовато-серую окраску. Это сильно сплоенные тонкосланцеватые и мелкоузловатые чешуйчатые породы, иногда обладающие на плоскостях сланцеватости серебристым блеском. В составе их главную роль играет мусковит и кварц и, в меньшей степени, биотит. Размеры листочков слюды не превышают 1 мм. Они вытянуты вдоль сланцеватости и, реже, образуют порфинобласты. Кварц в сланцах присутствует в небольшом количестве и заметен плохо. Нередко в породах содержатся чешуйки хлорита, придающие окраске пород зеленоватый оттенок. Узловатый характер сланцев обусловлен наличием порфинобластов граната и ставролита, обтекаемых слюдяной массой пород. Оба эти минерала иногда представлены хорошо образованными кристаллами, причем выделения граната обладают красно-бурой окраской и размерами от 1 до 4 мм. Ставролиту принадлежат темносерые, часто серицитизированные или за-

мещенные хлоритоидом призмы размером до 5 мм и реже до 2 см. Они иногда образуют двойниковые сростки в виде косых крестов. Количество граната и ставролита в породах небольшое и непостоянное: встречаются разности, почти лишенные этих минералов или только с одним из них.

Очень часто в породах присутствует тонкораспыленный графит, наличием которого и обусловлены серые оттенки окраски сланцев. Разности последних, содержащие графит в значительном количестве, являются пачкающими и обладают темносерой окраской. Графитовые сланцы сильно сплюсны, более узловаты и образуют сравнительно редко встречающиеся узкие прослои (фиг. 4). Обогащенные графитом сланцы, выступающие на

Фиг. 4. Плойчатый слюдяной сланец с графитом (+, увел. 25).

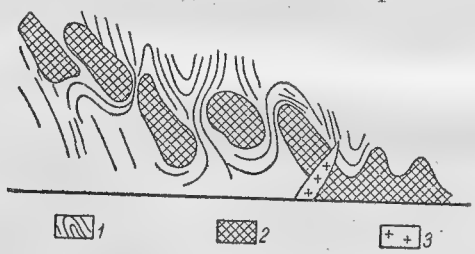
северо-восточном берегу заводского пруда, были указаны И. В. Мушкетовым (1877) как месторождение графита. Для описываемых сланцев весьма характерна мелкая плойчатость, хорошо заметная благодаря наличию тонкой сланцеватости. Можно наблюдать наложение плойчатости различных направлений. Местами среди сланцев встречаются узкие прослои мелкозернистых слюдяно-кварцитовых сланцев. Они обычно лишены плойчатости и благодаря содержанию хлорита отличаются довольно темной окраской.

Сланцы состоят, главным образом, из мусковита и кварца. Ставролит и гранат образуют редкие порфиробласты, а остальные минералы: магнетит, графит, биотит, хлоритоид, хлорит и турмалин, играют небольшую роль (фиг. 5). В породах отчетливо выражена сланцеватость и имеются признаки перекристаллизации, сопровождавшейся привносом обычного для этих процессов турмалина. Метаморфизм пород сказывается в замещении больших листочков мусковита мелкочешуйчатыми аггрегатами той же слюды и в развитии на месте ставролита аггрегатов мусковита и биотита, а также хлоритоида. При этом мусковит и хлоритоид сначала проникают в ставролит вдоль трещинок раздробления и затем замещают его целиком. От ставролита в этом случае остаются хорошо очерченные участки, заполненные новообразованиями. Графит в виде тонкой пыли пропитывает волокнистую массу слюды и иногда переполняет ставролит. Общая структура пород порфиробластическая с лепидобластической основной массой.

Сланцы западной полосы сложены в многочисленные мелкие складки, усложненные повторной складчатостью. Простирание слацеватости СВ 30°, а среди падений преобладают ЮВ 50—60° до вертикальных. Восточные падения иногда отличаются более пологими углами падения, доходящими до 25°. Наблюдавшиеся северо-западные падения преимущественно крутые— 60—70° до вертикальных. Штрекунг в породах местами выражен очень

Фиг. 5. Слюдяной сланец со ставролитом (st) (+, увел. 25).

хорошо; он имеет простирание СВ 5—10° и постоянный угол падения 15° на СВ. В выемках железной дороги у западных склонов гор Сорочьей и Тесьминской они обладают резко волнистым характером слацеватости и содержат поперечные нарушения. Наблюдались случаи, когда крутые северо-западные падения быстро сменялись с углами ЮВ 50°. Между километровыми столбами 1945 и 1946 можно видеть, что при движении на юг северо-восточные простирания пород и их крутые северо-западные падения сменяются северо-западными простираниями и пологими (25°) северо-восточными падениями. Между слацами со столь различным залеганием наблюдается узкая зона раздробления и интенсивного смятия



Фиг. 6. Затертые линзы амфиболитов в сланцах.
1 — слюдяные сланцы, *2* — амфиболиты, *3* — пегматиты

Породы, развитые на территории Тесьминского рудника, в общем аналогичны вышеописанным. В отвалах часто встречаются серебристо-серые, тонкослацеватые мусковитовые сланцы с охристыми мелкими пустотами, сохранившимися на месте выветрелого граната. Последний, сравнительно со ставролитом, пользуется в породах большим распространением.

В выемках железной дороги среди сланцев у южного склона горы Сорочьей были встречены затертые небольшие линзы кварцевых амфиболитов,

которые, вероятно, образовались путем метаморфизма небольшой дайки габброидного состава. Сланцы около линз амфиболитов сильно смяты и их сланцеватость следует очертаниям последних (фиг. 6). Часто в породах наблюдался жильный кварц. Он образует вдоль сланцеватости многочисленные мелкие прожилки, желваки и линзы мощностью до 20 см. Значительно реже встречались жилы кварца мощностью до 1 м и, наконец, как редкие явления, тонкие прожилки пегматита, иногда выполняющие поперечные трещины.

Слюдяные сланцы средней толщи мы наблюдаем в южной части района на правобережье р. Ай, где они образуют ряд полос шириной около 250 м, прослеженных на север до р. Уржумки. Здесь сланцы отличаются крупнолистоватостью и несут признаки перекристаллизации. На внешний вид это светлосерые, иногда с серебристым блеском, сильно рассланцованные породы, содержащие порфиробласты ставролита размером до 5 мм. Местами в сланцах, обогащая их отдельные прослои, присутствует гранат в виде округлых выделений размером до 5 мм. Ставролит, как правило, замещен мелкочешуйчатыми аггрегатами биотита и мусковита, отчего окраска его выделений становится светлосерой. Перекристаллизация сланцев сопровождается развитием в них больших порфиробластов биотита, растущих вкрест сланцеватости, а также появлением турмалина и очень редко небольших количеств кислого плагиоклаза. Особенно сильно перекристаллизованы породы на правом берегу р. Уржумки, где вследствие биотитизации они превращены в серые сланцы с остатками порфиробластов ставролита.

Характеристика процесса перекристаллизации первичных слюдяных сланцев будет сделана ниже, здесь же укажем, что описанные сланцы являются переходными к тем породам, которые переслаиваются с мраморами в более восточных частях правобережья р. Ай. Здесь на пространстве от р. Извездной до р. Уржумки мы наблюдаем серые более или менее рассланцованные и лишь изредка плойчатые биотитовые и двуслюдяные сланцы с характерным красно-коричневым биотитом. Они, несомненно, образовались путем метаморфизма аналогичных ставролитсодержащих сланцев. Ставролит сохранился в породах лишь в реликтах, уцелевших от замещения слюдами и хлоритоидом.

Слюдяные сланцы верхней части карбонатной свиты представлены, главным образом, мусковитовыми разностями, содержащими силлиманит. Силлиманит-мусковитовые сланцы с подчиненными им прослоями мраморов появляются среди пород карбонатной свиты на правом берегу р. Уржумки и образуют полосу, которая на север, к восточному подножью горы Сорочьей и к разъезду Таганай, испытывает значительное расширение.

На указанном пространстве, благодаря слабой сопротивляемости выветриванию, сланцы обнажены плохо, и лучшие разрезы этой толщи наблюдались в выемках железной дороги, однако они представлены сильно измененными породами. Среди силлиманит-мусковитовых сланцев местами имеются более или менее значительные прослои двуслюдяных сланцев со ставролитом и гранатом.

Наблюдения, произведенные в выемках железной дороги, показывают, что слоистость и сланцеватость пород совпадают, причем в сланцах преобладают падения от СЗ 60° до вертикальных. Северо-восточные падения встречаются реже. Они иногда более пологи (15—60°) и в отдельных случаях установлена их приуроченность к антиклинальным перегибам мелких складок.

Силлиманит-слюдяные сланцы представлены серебристо-серыми среднезернистыми, реже крупночешуйчатыми, слабо узловатыми, часто сгофрированными породами. В составе сланцев главную роль играет мусковит, а кварц развит в подчиненном количестве. Присутствие в сланцах силли-

манита иногда узнается по наличию в них светлосерых плотных узлов и полосок, проросших чешуйками светлой слюды. Содержание силлиманита в породах местами достигает 10%. Менее однородные породы характеризуются непостоянными размерами листочков мусковита, появлением чешуек биотита и спорадическим присутствием сростков силлиманита размерами до 1 см. Последние, вследствие интенсивного замещения мелкочешуйчатой слюдой, обычно имеют шелковистый блеск. Нередко в породах содержится гранат, количество которого непостоянно. Альмандин образует то мелкие (до 0.5 мм), то более крупные (до 1.5 см), округлые красно-бурые сплющенные выделения. Иногда заметно присутствие небольших (до 1.5 мм) черных призм ставролита.

Отдельные прослои силлиманит-слюдяных сланцев обогащены графитом. Такие графитовые сланцы встречены у тракта Златоуст — Кушумга, в юго-восточном углу 120-го лесного квартала и у западного подножья горы Уржумки. Графит обогащает прослои сланцев шириной до 40 м. Окраска графитовых разностей серая; они обладают резко выраженной сланцеватостью. В изломе пород и на их поверхности выветривания нередко можно заметить вытянутые по сланцеватости большие узлы (1 × 4 см), состоящие из плотной мелкочешуйчатой массы мусковита. В узлах местами сохраняются следы волокнистого строения силлиманита. На ряду с этим встречаются и сохранившиеся выделения этого минерала, пересеченные большим количеством поперечных трещинок, вдоль которых идет замещение слюдой. Пучки и сростки силлиманита располагаются в плоскостях сланцеватости беспорядочно, со слабой ориентировкой их порфиробластов по направлению простирания пород. Как мы увидим ниже, силлиманитово-слюдяные сланцы местами подверглись интенсивной пневматолитической обработке с новообразованием в них большого количества биотита, а иногда и полевых шпатов. Отголоски этих процессов мы находим и среди обычных внешне неизмененных пород. Они сказываются в появлении в сланцах черных, более или менее хлоритизированных чешуек или больших порфиробластов биотита размером до 4 мм, причем нередко спайность последних ориентирована по отношению к сланцеватости в поперечном направлении.

Микроскопическое исследование пород показывает, что в их состав входят мусковит, кварц, силлиманит, ставролит, гранат, кианит, графит, биотит, плагиоклаз, циркон, ортит, рутил, турмалин и хлорит. До перекристаллизации сланцы состояли из мусковита, кварца и силлиманита, а иногда содержали ставролит, гранат и графит. Метаморфизм пород сопровождался раздроблением и новообразованием биотита, мусковита, плагиоклаза, циркона, турмалина и других. При этом первичные слюды, а также силлиманит, ставролит и гранат подвергались замещению мелкочешуйчатыми аггрегатами мусковита и отчасти биотита II (фиг. 7). В фельдшпатизированных сланцах появляется кислый олигоклаз (№ 20) в сопровождении заметного количества характерного красновато-коричневого биотита II и пластинок мусковита II.

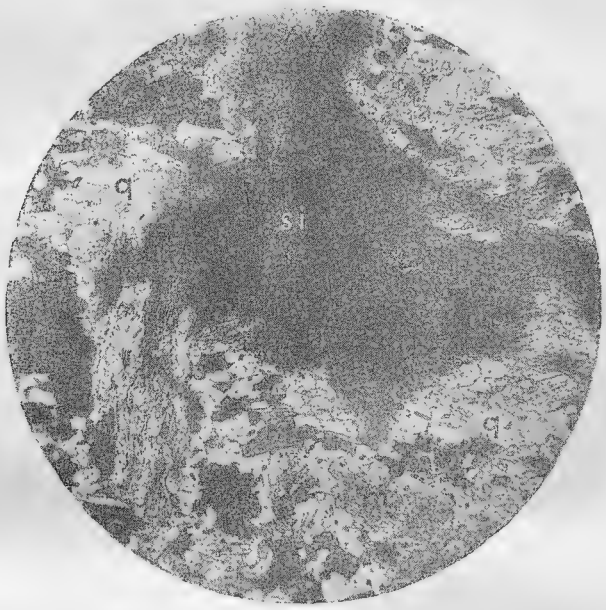
Ставролит встречается в породах в двух генерациях, причем второе поколение минерала обладает очень слабой окраской, и так же, как и кианит, образуется на месте силлиманита. Акцессорные минералы — циркон, ортит, рутил и турмалин — ассоциируются главным образом с биотитом II и с аггрегатами вторичного мусковита. К числу более поздних явлений относится обесцвечивание и хлоритизация биотита.

Выше отмечено, что силлиманит-мусковитовые сланцы в выемках железной дороги к западу от разъезда Таганай обычно сильно изменены и превращены в биотитовые и двуслюдяные породы. Неизмененные сланцы мы наблюдаем лишь в выемке, расположенной на крутом повороте трассы в 1 км к западу от ст. Уржумка между 1959 и 1960 км.

Здесь породы залегают в основании возвышенности, сложенной ставролит-гранатовыми сланцами западных предгорий Александровской сопки.

В северной части выемки выходит однородная толща светлосерых силлиманит-мусковитовых сланцев, содержащих немного граната и изредка ставролит. В центральной части выемки содержатся прослои сланцев, в которых гранат почти отсутствует.

Среди таких мусковитовых разностей в одном случае был обнаружен прослой серо-зеленой тремолитовой породы мощностью около 1 м. Появление тремолитовых пород связано с метаморфизмом карбонатных прослоев. Сланцеватость в породах выражена резко, при этом ее простирание



Фиг. 7. Слюдяно-силлиманитовый сланец (‖ , увел. 25). Волокнистые сростки силлиманита, находящиеся в стадии замещения мелкочешуйчатыми аггрегатами мусковита.

q_1 — кварц, si — силлиманит, m — мусковит, bt — биотит

непостоянно и колеблется в пределах от СЗ 340° до СВ 30°. Преобладают простирания СВ 15—20°. Это непостоянство простираний говорит о поперечных волнистых изгибах плоскостей сланцеватости. В северной части выемки последние падают под углами 30—80° на СЗ. В остальной части обнажения преобладают углы наклона СЗ 55—65°. В сланцах хорошо заметна складчатость с размахом крыльев от 4 до 10 м. Породы содержат узкие зоны сильного смятия и раздробления, иногда приуроченные к контактам, прорезающих сланцы даек, габбро-диабазов и альбитовых гранит-порфиров.

В пределах выемки обнаружены четыре дайки габбро-диабазов мощностью от 50 см до 2.5 м. Из них две северные являются секущими и развитыми по отдельности сланцев СЗ 280 ∠ 65° СВ. В западных зальбандах даек габбро-диабазы сильно раздроблены, смяты и хлоритизированы.

Дайка гранит-порфира залегает в сланцах согласно, причем ее западный зальбанд сильно раздроблен, рассланцован и серицитизирован. В южном борту выемки можно видеть, что в дайке имеется ряд трещин раздробления, которые по направлению к юго-востоку становятся более пологими, создавая явное впечатление о направлении местных усилий, действовавших с северо-запада на юго-восток. Этими же местными движениями следует

объяснить смятие и срезание верхней части одной из даек габбро-диабазов.

Подводя итоги описанию слюдяных сланцев карбонатной свиты, мы должны отметить большую роль в их составе мусковита, присутствие силлиманита и небольшое содержание таких минералов, как ставролит и гранат. На основании этого можно сделать вывод о том, что те первичные глинистые осадки, путем изменения которых они возникли, отличались значительной чистотой и малым содержанием окислов железа. Кроме того, эти глинистые осадки были, вероятно, довольно однородными, так как прослои слюдяно-кварцитовых сланцев наблюдались в них редко и обладают ничтожной мощностью.

Нижняя толща глинистых осадков, за счет которых образовались мелкочешуйчатые сланцы, содержала примесь органического вещества, которое было распределено неравномерно и обогащало отдельные прослои, обусловив впоследствии появление графитовых разностей сланцев. Для глинистых осадков верхних горизонтов свиты, превращенных в силлиманит-мусковитовые сланцы, также следует отметить обогащение отдельных прослоев органическим веществом.

Мраморы

Наибольшее количество мраморов подчинено нижним горизонтам карбонатной свиты. Мраморы дают хотя и многочисленные, но небольшие обнажения, и мощность части полос установлена путем интерполяции. Однако на площади Васильевского и Филинского доломитового рудников, по р. Звездной и в ряде других точек, в искусственных обнажениях можно было убедиться, что ширина полос мраморов действительно измеряется сотнями метров. В ряде выработок иногда наблюдалась тесная перемежаемость карбонатных пород и слюдяных сланцев. Таким образом, если некоторые отрезки выделенных на карте полос мраморов и не являются сплошными прослоями, то они намечают в сланцах зоны, сильно обогащенные карбонатным материалом.

Наиболее мощная полоса мраморов расположена на правом берегу р. Ай. На юге она вскрыта выработками Филинского доломитового рудника и протягивается на север по направлению к Тесьминским рудникам. Для большей части этой полосы можно говорить о ширине порядка 400—500 м. Ряд мощных полос мы наблюдаем в окрестностях Васильевского и Орловского рудников, но наиболее широкие из них, возможно, содержат прослои сланцев. На ряду с мощными полосами мы встречаем узкие выходы мощностью в 1—2 м, а иногда и в несколько десятков сантиметров.

Выше уже было подчеркнуто, что для верхней толщи сланцев свиты наиболее характерны тонкие прослои шириной от 1 до 30 м.

Для условий залегания мраморов справедливы те замечания, которые были сделаны выше по отношению всех пород свиты. Сравнительно со сланцами мраморы обладают большей массивностью, что, вероятно, стоит в связи с большой способностью этих пород к перекристаллизации.

Окраска мраморов варьирует от белой, желтоватой до светлосерой. Изредка встречаются серые разности. Светлосерые мраморы чаще встречаются в южной части правобережья р. Ай. Среди пород преобладают среднезернистые и, значительно реже, встречаются крупно- и мелкозернистые. Окраска и зернистость мраморов стоят в тесной связи со степенью их перекристаллизации. С этим же обстоятельством следует связывать и наличие большей или меньшей рассланцованности. Разности, подвергшиеся перекристаллизации, становятся нередко массивными и однородными.

Вся ассоциация наших карбонатных пород возникла путем перекристаллизации ранее бывших протерозойских мраморов. Она сопровождалась

местами интенсивной их переработкой с возникновением ряда вторичных минералов и пород.

В небольших выработках, расположенных в верхнем течении р. Известной, в мелкозернистых кальцитовых мраморах можно было наблюдать появление плотных перекристаллизованных доломитизированных осветленных узких полос, содержащих мелкую и редкую тонкую вкрапленность пирита. От этих осветленных участков в массу мелкозернистого мрамора отходят белые ветвящиеся метасоматические потоки доломита, также содержащие редкие кубики пирита.

На примере самой мощной полосы мраморов, развитой на правом берегу р. Ай, можно видеть, что различные ее участки были метаморфизованы

Фиг. 8. Среднезернистый белый мрамор с серыми полосами, обогащенными слюдой и содержащими пирит (pt). (н. в.).

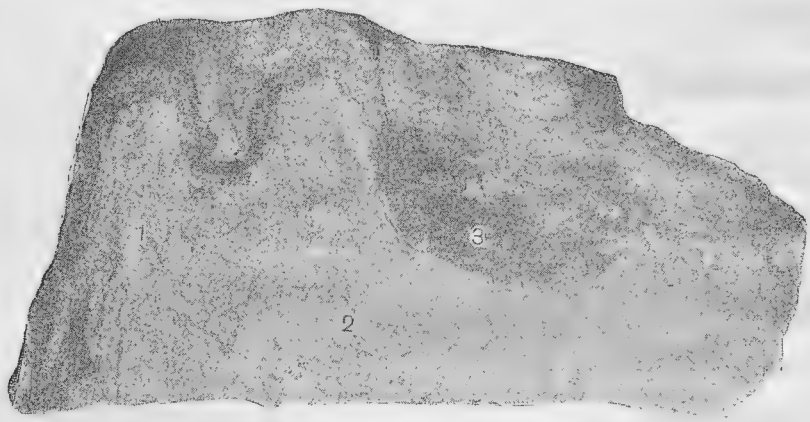
с неодинаковым конечным результатом. На юге, в ломках доломитового рудника, вскрыты крупнозернистые белые мраморы, которые содержат ряд новообразований (диопсид, тремолит и другие). При движении на север к р. Балашихе породы становятся более мелкозернистыми, местами они превращены в массивные разности, пронизанные небольшим количеством листочков мусковита. Здесь же встречаются отдельные выходы крупнозернистых массивных кальцитовых серых мраморов, а также среднезернистых полосчатых доломитов. В последних наличие серых полос обусловлено появлением вдоль сланцеватости скоплений листочков мусковита и флогопита, обычно находящихся в ассоциации с кварцем (фиг. 8). Какой-либо связи между зернистостью пород и мощностью слагаемых ими прослоев подметить нельзя, и в тонких (2 и 3 м) полосах мраморов мы также наблюдаем как крупно-, так и среднезернистые разности.

Довольно часто перекристаллизация приводит к образованию светло-серых и желтоватых мелкозернистых доломитов. Окраска серых разностей обусловлена содержанием примеси чешуек серицита, флогопита и зерен вторичного кварца.

Большая часть мраморов представлена доломитовыми разностями. Среди последних весьма характерны по внешнему виду белые, слегка желто-

ватые, массивные мелкозернистые мраморы, развитые в окрестностях Тесьминских и Васильевских рудников. Крупнозернистые доломиты встречаются редко и констатированы в выемках железной дороги на 964-м километре. Они представлены белыми, слегка смятыми, сланцеватыми породами, состоящими из больших, до 1 см, полупрозрачных зерен карбоната. На плоскостях сланцеватости мраморов развиты широкие тонкие листочки мусковита и заметны редкие лимонитизированные зерна пирита.

В карьерах доломитового рудника на правом берегу р. Известной мы наблюдаем в мраморах ряд новообразований. Здесь вскрыты среднезернистые, слегка сланцеватые, доломиты, с падением на ЮЗ 50—55°. В них присутствуют редкие зоны раздробления и рассланцованности шириной от 0.4 до 2 м. В одних случаях они совпадают с направлением сланцеватости, в других пересекают последнюю. В нарушенных участках содержатся



Фиг. 9. Плойчатый перекристаллизованный мрамор (п. в.)
1 — мелкозернистый мрамор, пропитанный тонкими чешуйками слюд, *2* — среднезернистый мрамор, *3* — скопления флогопита и мусковита.

очень редкие трещиноватые идиоморфные призмы зеленоватого диопсида длиной до 2 см и скопления шестоватых и радиально лучистых сростков белого тремолита. Размер выделений тремолита достигает 6 см. Особенно много скоплений амфибола наблюдается в зонах раздробления и смятия. Как диопсид, так и тремолит по отношению к сланцеватости мраморов развиваются безразлично и иногда прорастают массу карбоната в поперечном направлении.

Вдоль некоторых зон рассланцованности в доломитах, кроме диопсида, появляются многочисленные листочки слегка зеленоватого мусковита, скопления зерен стекловидного кварца и мелкие пентагональные додекаэдры пирита. Из других новообразований обнаружены редкие зерна альбита, проросшего тонкими чешуйками серицита. Из приведенных данных следует, что появление в мраморах диопсида, тремолита, мусковита, кварца и пирита связано с участками динамических нарушений.

К другим явлениям метаморфизма мраморов относится появление вдоль сланцеватости доломитов участков и полос, обогащенных листочками биотита, флогопита и мусковита. Эти полосы, иногда тонкие, ветвящиеся и мелкозернистые, в других случаях становятся более широкими (1—5 см) и придают мраморам хорошо выраженное полосчатое строение (фиг. 9). Одновременно размер листочков слюд увеличивается и достигает 5, реже 10 мм. Границы тоже то четкие, то расплывчатые. Флогопит иногда образует небольшие кучные скопления, краевые части которых прорастают многочисленными серебристо-белыми листочками мусковита. Аналогичные ско-

пления отмечены и для мусковита. При этом нередко таблички слюд развиваются вкрест сланцеватости мраморов. Под микроскопом можно видеть, что появление в доломитах слюд сопровождается кварцем и акцессорными титанитом, турмалином и пиритом. Эти минералы развиты вместе с мелкозернистым карбонатом в интерстициях между крупными зернами доломита, обычно несущими признаки интенсивных деформаций, искривлений двойниковой решетки, многочисленные двойники скольжения и прочее.

В ломках доломитов, расположенных на дороге в д. Веселовку у моста через р. Извездную, можно было наблюдать интересную картину метаморфизма мраморов с превращением их в кварцево-мусковитовые сланцы. Здесь в стенке карьера вскрыты доломиты, слагающие небольшой антиклинальный свод с пологими (около 20°) углами падения.

В верхней части обнажения согласно со сланцеватостью проходит зона окварцевания и мусковитизации мощностью в среднем около 40 см. Мраморы вблизи зоны из зернистых превращены в плотные разности, содержащие в отдельных участках небольшие скопления чешуек мусковита, клинохлора, кварца и редкие мелкие зерна лимонитизированного пирита. По направлению к измененной зоне доломиты подверглись интенсивному смятию, окварцеванию и мусковитизации. Этот процесс сопровождался небольшой пиритизацией, шел неравномерно и захватывал отдельные участки и полосы. В последних еще сохраняется довольно много карбоната, образующего линзы больших (0.5—1 см) белых зерен. Среди них иногда присутствуют скопления стекловидного кварца. Микроскопическое исследование показывает, что в этой переходной зоне к кварцево-мусковитовым сланцам также содержится клинохлор.

Кварцево-мусковитовые породы, залегающие в центральной части зоны, представлены желтовато-белыми мелкозернистыми разностями, напоминающими по внешнему виду кварцево-серицитовые сланцы. В породах присутствует довольно много мелких лимонитизированных выделений пирита, благодаря чему в окраске сланцев появляются охристые оттенки. Под микроскопом, кроме кварца и мелкочешуйчатых аггрегатов мусковита, в них обнаружены апатит и турмалин. В краевых частях полосы сланцев присутствует довольно много клинохлора, содержащего тонкие призматические скопления рутила. На основании этого можно думать, что хлорит развился по ранее бывшему биотиту. Породы содержат тонкие прожилки и линзы кварца, около которых концентрируются более крупные листочки мусковита и зерна пирита размером от 0.5 до 1 см. Окружающие мраморы по сланцеватости и в трещинах отдельности прорезаны тонкими крупнозернистыми кварцевыми, кварцево-карбонатными и карбонатными прожилками.

Полоса кварцево-мусковитовых сланцев прослежена в ряде карьеров, причем в более западных выработках угол падения становится более крутым 30—35° на ЮЗ. Резко выраженная сланцеватость кварцево-мусковитовых сланцев и прилегающих к ним мраморов свидетельствует о том, что указанные метасоматические явления были приурочены к узкой зоне смятия.

Теперь остается указать, что в доломитах часто имеются явления окварцевания. Окварцованные мелкие участки и полосы обладают серой окраской. Они иногда создают сложный рисунок, на фоне которого обособляются линзы и скопления зерен стекловидного и светлосерого кварца. Участки кварца, прилегающие к карбонатной массе вследствие примеси остатков доломита, обычно более темно окрашены. В связи с окварцеванием этого типа следует поставить развитие около кварца больших (до 3 см) радиально-лучистых и параллельно-волокнистых сростков белого тремолита. Последний прорастает потоки кварца и пересекается более тонкими его прожилками. Кроме метасоматического кварца в мраморах присутствуют кварцевые жилы, о которых подробнее будет сказано ниже.

081905
Уральский Индустриальн. Ин-тут им. С. М. Кирова
Экспериментальная

Изложенные данные говорят о том, что все новообразования, возникшие среди мраморов, обязаны проникновением в них довольно высокотемпературных агентов. Путями проникновения растворов являлись ослабленные направления плоскостей сланцеватости, трещин отдельностей зоны смятия и раздробления. Так как почти всегда доломиты оказываются в значительной степени перекристаллизованными, а явления смятия и рассланцованности в них замаскированы и внешне породы оказываются слабо сланцеватыми и иногда массивными, то выходы сильно рассланцованных мраморов встречаются сравнительно редко.

К наиболее высокотемпературным процессам относится образование диопсида. За ними следуют распространенные среди мраморов явления окварцевания, сопровождающиеся развитием биотита, флогопита и мусковита. Процессы окварцевания в небольшой степени затронули всю толщу мраморов, и только в редких выходах мы не находим в них примеси мелких зерен кварца, слюд и пирита. В обстановке некоторых зон нарушения окварцевание сопровождалось развитием большого количества слюд и образованием слюдяных полос и потоков и метасоматических кварцево-мусковитовых сланцеватых пород, содержащих акцессорные апатит, титанит и турмалин. Состав новообразований говорит о том, что эти процессы происходили с привносом SiO_2, R_2O, Al_2O_3, FeO, TiO_2, OH, H_2S, B_2O_3, P_2O_5 и галоидов.

Продукты метаморфизма пород карбонатной свиты

При описании сланцев и мраморов карбонатной свиты мы сталкивались с явлениями повторного метаморфизма; однако наиболее широкое развитие эти процессы получают в отдельных участках, к которым обычно приурочены месторождения железных руд. Перекристаллизация и метасоматические процессы в одинаковой степени захватывают как мраморы, так и сланцы, но последние, сравнительно с первыми, дают значительно менее разнообразные продукты превращений.

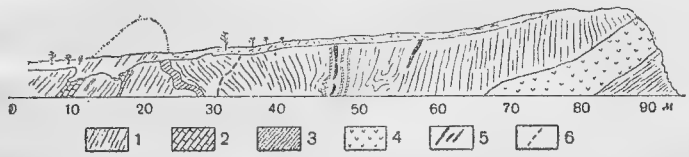
Наиболее широко процессы метаморфизма развиты в зоне, проходящей от восточного подножья горы Сорочьей на севере к Филинскому руднику на юге. На протяжении этой зоны интенсивность превращений при движении с севера на юг заметно ослабевает. Не все типы сланцев с одинаковой легкостью подвергаются метаморфизму. Наиболее легко, без сохранения реликтовых признаков, изменяются силлиманит-мусковитовые сланцы и несколько труднее сланцы с гранатом и ставролитом.

Менее заметны эти превращения в толще мелкочешуйчатых сланцев левобережья р. Ай, где процессы метаморфизма сказались в перекристаллизации первоначальных крупночешуйчатых сланцев в мелкочешуйчатые, обладающие почти тем же минералогическим составом, что и исходные породы. Здесь участки с ясным проявлением метаморфизма ограничены, главным образом, контурами мраморов. Из этих замечаний следует, что процессы перекристаллизации в породах карбонатной свиты распределены неравномерно. Их распределение определяется, с одной стороны, деталями тектоники (зоны нарушений), а с другой — составом исходных пород и количеством активных агентов, участвовавших в реакциях. Описание фактического материала я начну с выемок железной дороги.

В западной части выемки между 1949 и 1950-м километрами (фиг. 10) вскрыты силлиманит-мусковитовые слюдяные сланцы. Сланцы образуют ряд мелких складок и содержат тонкий, шириной около 2 м, антиклинально-изогнутый прослой мрамора. Мраморы восточного крыла антиклинали сильно дислоцированы, плойчаты и собраны в микроскладки. Здесь прослой мрамора состоит из тонких линз и глазков карбонатного материала, между которыми развиты метасоматические потоки амфибола

и биотита. Иногда в этих потоках заметен пироксен и кварц. Мрамор из глазков и линз белый, среднезернистый и содержит цепочки мелких зерен серо-зеленой роговой обманки. Под микроскопом между зерен карбоната содержатся мелкие неправильные выделения амфибола (2 V = (—) 80°, Ng : c = 16; 16.5°, Ng — Np = 0.022; Ng — бледнозеленый, Np — светло-желтый), часто содержащие остатки замещенного диопсида. Здесь же присутствуют зерна основного плагиоклаза (лабрадор № 65—70), кварца, апатита, титанита и цоизита.

Вдоль границ карбонатных участков и прослоя мрамора развиты своеобразные метасоматические зоны и оторочки. Их мощность непостоянна и колеблется от 3 до 5 см. В одних случаях оторочки состоят из сростков серовато-зеленых больших (2 × 1 см) призматических спайных зерен пироксена, в небольшой степени замещенных амфиболом. Среди пироксена наблюдаются небольшие скопления карбоната и стеклювидного кварца.



Фиг. 10. Зарисовка выемки между 1949 и 1950-м км

1 — слюдяные сланцы, *2* — мраморы, *3* — мраморы с пироксеном и актинолитом, *4* — габбро-диабазы, *5* — кварцевые жилы, *6* — разрывы.

В большинстве случаев пироксен оторочек почти целиком вытесняется амфиболом, и они производят впечатление состоящих почти исключительно из роговой обманки. Граница амфиболовых оторочек с мраморами обыкновенно резкая, линейная и только когда в них помимо роговой обманки большую роль приобретает плагиоклаз, внешне она становится менее определенной.

Содержание плагиоклаза (лабрадор) в оторочках непостоянно. Он появляется в виде отдельных редких зерен, затем образует совместно с кварцем небольшие участки, на фоне которых выделяются темноокрашенные призмы амфибола и, наконец, слагает отдельные полосы, прорастающие большим количеством листочков коричневого биотита (Ng — Np = 0.048). Последний в амфибол-полевошпатовых участках нередко распределен неравномерно и обогащает сближенные параллельные полосы шириной до 1 см. Полосы располагаются в пространстве согласно с очертаниями мраморного прослоя. Такое же обогащение биотитом можно наблюдать в карбонатных участках вблизи их границ с амфиболовыми оторочками.

Амфибол-плагиоклазовые оторочки состоят из гранобластической массы лабрадора и кварца, проросшей большими широкими призмами светло-зеленой роговой обманки. Амфибол содержит многочисленные включения ортита, окруженные плеохроичными ореолами. Количество роговой обманки с приближением к карбонатным участкам заметно увеличивается, и вблизи контакта с мраморами в узкой зоне около 0.5 мм вместо плагиоклаза развит цоизит, который, так же как и плагиоклаз, образует в амфиболе пойкилитические вростки. Здесь же присутствуют зерна титанита, листочки хлоритизированного биотита и тонкие пленки карбоната, замещающего амфибол. Непосредственно на контакте, будучи вытянутыми параллельно его границам, располагаются крупные таблицы диопсида. Они содержат вростки цоизита и чешуйки биотита. Пироксен отчасти замещен амфиболом. Кварца у самого контакта содержится очень мало. Наоборот, при движении от мраморов к сланцам количество кварца увеличивается, а содержание амфибола и плагиоклаза быстро падает. Вместе с тем большую роль при-

обретает светлокоричневый биотит, отчасти замещающий роговую обманку. Отдельные полосы и участки пород обогащены зернами цоизита. Изредка присутствует карбонат.

Амфиболовые оторочки по границам прослоя мраморов мы наблюдаем также и в западном крыле складки. Однако здесь они тоньше (1—2 см), резко отделены от мраморов и не содержат плагиоклаза. В их составе главная роль принадлежит кварцу, роговой обманке, цоизиту и биотиту. Последний в большинстве случаев замещен пеннином и, в меньшей степени, бесцветной слюдой. Из акцессорных содержатся титанит и турмалин. Окраска мраморов неравномерная — то белая, то зеленовато-серая, и ее изменение стоит в связи с присутствием в них вторичных минералов.

Помимо описанного прослоя мраморов, в сланцах имеется ряд очень тонких слоев и линз шириной 10—15 см, также отороченных узкими каймами амфибола.

Породы, среди которых залегают мраморы, тоже перекристаллизованы и подверглись интенсивной биотитизации. Из реликтовых минералов первого этапа метаморфизма они содержат силлиманит. По внешнему виду они сильно отличаются от обычных силлиманит-мусковитовых сланцев. Это — серые мелкозернистые тонкосланцеватые породы, содержащие сравнительно много кварца и мелких черных чешуек биотита. На поверхности выветривания местами заметны зеленовато-белые плотные узлы силлиманита, размером до 1 см. Макроскопически иногда хорошо видно замещение силлиманита биотитом и чешуйчатыми аггрегатами мусковита. Местами сланцы тонко плойчаты, но этот текстурный признак часто маскируется обилием биотита. В составе сланцев констатированы призмы и сростки силлиманита, прорастающие кварц. Они нередко изогнуты и неестественно резко обрываются. Вблизи описанного мраморного прослоя силлиманит подвергается замещению кианитом и биотитом, в остальных частях выемки он замещен преимущественно мусковитом.

В породах большую роль играет биотит, плеохроирующий в довольно светлых красновато-коричневых тонах. Он содержит хорошо образованные кристаллы циркона и ортит, вокруг которых резко выражены плеохроичные ореолы. Иногда во включениях присутствует апатит и довольно часто турмалин. Кварц сланцев очень свежий и обладает слабо волнистым угасанием, степень которого не отвечает дислоцированности пород. Он содержит включения кристаллов турмалина и иглы силлиманита. Местами в сланцах присутствует плагиоклаз, содержащий тонкие вростки чешуек биотита и мусковита. При движении от прослоя мраморов на восток в породах появляется в заметных количествах мусковит. Одновременно возникают мелкочешуйчатые аггрегаты мусковита II. Они развиваются как по силлиманиту, так и по биотиту и сопровождаются в последнем случае иглами рутила и мелкими зернами цоизита. Из других минералов присутствует немного магнетита.

Второй отличительной чертой сланцев является их неоднородность. Она сказывается в наличии полос, обильно проникнутых листочками биотита (размером до 2 мм) и светлоокрашенных мелкозернистых полос, в которых существенную роль играет кварц. Биотит по отношению к сланцеватости часто развивается безразлично. В этих крупночешуйчатых полосах имеются тонкие то резко отграниченные, то рассасывающиеся прожилки мелкозернистого стекловидного кварца (фиг. 11). Более интенсивно окварцованные участки и полоски пород обладают более массивным сложением и лишены узловатой текстуры. Среди сланцев центральной части выемки местами наблюдаются тонкие, иногда сложно дислоцированные тремолит-карбонатные светлые прослои.

Условия залегания сланцев на протяжении выемки непостоянны. В ее западной части они имеют простирание СВ 50° и падение СЗ 60—70°. К во-

стоку от прослоя мраморов сланцы обладают следующими элементами залегания: простирание СВ 30°, падение ЮВ 60°. Далее восточные падения становятся более крутыми и, наконец, вертикальными. В сланцах отмечена плоскость скольжения СВ 30° ∠ 60° СЗ. Наблюдения над характером почти горизонтальных шрамов на поверхности плоскости показывают, что при скольжении юго-восточная глыба двигалась на северо-восток.

Залегающая в породах довольно мощная дайка габбро-диабазов имеет с ними резкие контакты и заполняет разрыв, после которого сланцы со-

Фиг. 11. Вторичный слюдяной сланец (н. в.). На фотографии в отдельных полосах видна различная величина листочков биотита и их безразличная ориентировка по отношению к сланцеватости.

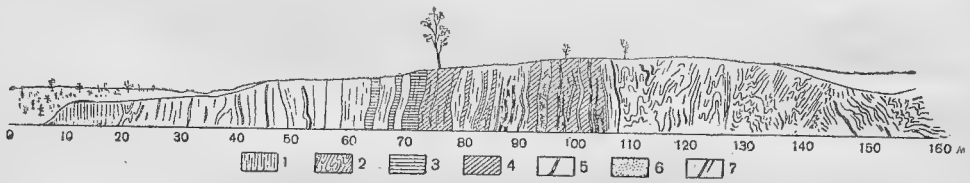
q — кварц.

храняют простирание СВ 32°, но падают, так же как и габбро-диабазы, на северо-запад под более пологим углом 55° СЗ (фиг. 10).

Восточнее дайки габбро-диабазов железная дорога довольно круто поворачивает на северо-восток и идет почти вдоль простирания пород. В конце выемки в сланцах появляются многочисленные тонкие (1—5 см) выклинивающиеся прослои карбонатного материала. Здесь в пачке сланцев мощностью 50—60 см можно насчитать до 12 полосок мрамора. В отдельных прослоях мрамор чистый белый, но чаще довольно обильно прорастает биотитом, обогащающим отдельно полосы. Иногда в краевых частях прослоев наблюдаются скопления зеленоватого тремолита. Границы карбонатных полос то резкие, то расплывчатые. Часть прилежащих слюдяных сланцев образовалась путем окварцевания и биотитизации мраморов.

По внешнему виду эти разности пород почти неотличимы от продуктов перекристаллизации силлиманитовых сланцев. Для них характерна более светлая окраска и неоднородность, сказывающаяся в значительном обогащении отдельных полос кварцевым материалом, большая массивность

и появление порфиробластических пластинок биотита, нередко растущих вкрест сланцеватости. Они состоят из биотита, мелкочешуйчатых агрегатов мусковита, кварца, цоизита, нередко содержат бесцветный амфибол, находящийся в стадии замещения мусковитом и биотитом, и редкие зерна карбоната. Из акцессорных присутствуют циркон, титанит, магнетит, апатит, ортит и турмалин. В породах наблюдаются неясно отграниченные потоки крупных зерен кварца, с которыми связано распространение больших табличек биотита и мусковита. Эти сланцы связаны постепенными переходами с теми, которые возникли на месте силлиманитовых разностей, и провести между ними границу в поле нельзя. Они содержат скудные остатки силлиманита и, реже, кианита, которые почти целиком замещены мусковитом. В них часто присутствует немного мелких зерен плагиоклаза и изредка цоизита. Судя по оптическим свойствам, полевой шпат не основнее олигоклаза. Породы в отдельных полосах содержат много микроклина, и такие разности по составу можно назвать уже *гнейсовыми сланцами*. Они образуются как за счет первичных сланцев, так и на месте мраморов. В последнем случае также появляется много микроклина,



Фиг. 12. Зарисовка выемки у 1949-го км

1 — силлиманит-мусковитовые сланцы, *2* — гранатовые, ставролитовые слюдяные сланцы, *3* — гнейсовые сланцы, *4* — актинолитовые и пироксен-актинолитовые породы, *5* — кварцево-актинолитовые прожилки, *6* — пегматиты, *7* — кварцевые жилы.

причем сохраняются узкие полосы карбонатного материала, проросшего сростками тремолита и цоизита.

Описанные факты говорят о том, что вся толща силлиманит-слюдяных сланцев с включенными в них мраморами подверглась интенсивному пневматолитическому метаморфизму, сопровождавшемуся большим перемещением кремнезема. Широкое развитие получили процессы окварцевания, фельдшпатизации и биотитизации, причем последние сопровождались появлением таких акцессорных как циркон, ортит и турмалин. Вся картина процессов метаморфизма убеждает в том, что они использовали для превращений как материал имевшихся пород, так и тот, который был привнесен извне.

Наши наблюдения получают дальнейшее объяснение из данных изучения выемки, находящейся в 1949 км в нескольких сотнях метрах к востоку от кирпичного завода, расположенного на тракте Златоуст — Миасс. Западную часть выемки слагают силлиманит-слюдяные сланцы с подчиненными им прослоями актинолитовых, пироксен-актинолитовых пород, возникших на месте мраморов. В восточной половине выработки вскрыты гранатовые слюдяные сланцы со ставролитом (фиг. 12).

Силлиманит-слюдяные сланцы представлены обычными светлоокрашенными желтоватыми серебристыми разностями с небольшим количеством биотита. Породы сильно смяты и иногда плойчаты. Сланцы содержат узлы силлиманита и изредка мелкие округлые выделения буроватого альмандина. Среди пород встречаются прослои более крупнолистоватых разностей, отличающихся меньшим содержанием кварца. Местами в окраске сланцев появляются зеленоватые оттенки, обусловленные присутствием хлорита, образовавшегося на месте биотита. Породы содержат мусковит, кварц, немного коричневого биотита, замещенного пеннином. На месте

скоплений силлиманита обычно наблюдаются слюдяные псевдоморфозы. Из других минералов констатирован турмалин и магнетит.

В сланцах присутствуют полосы *фельдшпатизации* и *биотитизации*. Мощность этих полос в начале выемки 30—40 см, но дальше к востоку, к местам развития актинолитовых пород, их ширина значительно увеличивается, и сланцы первоначального облика сохраняются в сравнительно узких прослоях. Переходы между слюдяными и гнейсовыми сланцами постепенные, и это хорошо можно видеть как в разрезе, так и под микроскопом. *Гнейсовые сланцы* представлены серыми мелкозернистыми породами, состоящими из белой кварцево-полевошпатовой массы, пронизанной листочками коричневого биотита. На плоскостях их сланцеватости заметен мусковит. Под микроскопом в породах наблюдается зернистая масса кварца и плагиоклаза и многочисленные таблички биотита, плеохроирующие в красновато-коричневых тонах. Плагиоклаз по своему составу отвечает олигоклазу № 30—27. Он иногда обладает обратной зональностью и в неправильных ядрах оказывается более кислым — № 18—20. Биотит содержит включения циркона и ортита. Довольно много присутствует турмалина, кристаллы которого образуют включения во всех минералах. Из других компонентов отметим магнетит и тонкие иглы рутила в биотите. Последний местами обесцвечивается и на его месте развиваются многочисленные агрегаты мусковита II. Иногда в гнейсовых сланцах наблюдается неоднородность, сказывающаяся в неравномерном распространении кварца и биотита. При этом биотит тогда обогащает отдельные полосы, отличающиеся присутствием больших зерен кварца. Некоторые разности пород из центральных частей выемки становятся более массивными и содержат хорошо выделяющиеся растущие вкрест сланцеватости, порфиробласты коричневого биотита.

Прослои *пироксен-актинолитовых пород* имеют непостоянную мощность от 50 см до 4 м. Они залегают согласно со сланцеватостью окружающих сланцев. Окраска пород светлосеро-зеленая. Они ясно сланцеваты и иногда обладают как бы флюидальным сложением. Среди более мощных прослоев присутствуют остатки карбонатной массы мраморов. Карбонат слагает вытянутые по сланцеватости тонкие прослои, линзы и неправильные участки, обильно пронизанные мелкими призмами светлозеленого актинолита. Иногда наблюдаются полосчатые разности пород, в которых желтоватые тонкие полоски карбоната, шириной 3—5 мм, чередуются с такими же узкими потоками актинолита. Путем увеличения содержания актинолита мы переходим к *актинолитовым участкам* и полосам, содержащим карбонат лишь в тонких выклинивающихся линзах. Более тонкие прослои актинолитовых пород содержат карбоната значительно меньше. В краевых зонах прослоев нередко присутствуют небольшие скопления стекловидного кварца, причем в ассоциации с последними наблюдаются большие (до 3×1.5 см) светлозеленые таблицы диопсида ($2V + 58$, $Ng : c = 40°$, $Ng—Np = 0.026$). Кроме кварца, в пироксенсодержащих участках появляются зерна плагиоклаза. Местные небольшие скопления пироксена развиты также в центральных частях выходов актинолитовых пород.

В актинолитовых породах иногда присутствуют тонкие, от 3 до 30 см, резко отграниченные прослои и линзы гнейсовых сланцев. Последние по составу аналогичны гнейсовым сланцам, образующимся среди слюдяных сланцев, но отличаются от них значительно большей неоднородностью как в отношении зернистости, так и в распределении кварца, плагиоклаза и биотита. Характерным для этих гнейсовых сланцев признаком является более резко выраженная обратная зональность плагиоклаза. На границе прослоев гнейсовых сланцев обычно происходит концентрация листочков биотита, образующих более или менее тонкие оторочки шириной от 0.2 до 2 см. Такие биотитовые оторочки наблюдаются и вдоль границ актинолитовых прослоев с окружающими сланцами; здесь их ширина доходит до

5 см. Биотит обычно прорастает массу амфибола в краевых частях актинолитовых прослоев, а также развивается в отдельных полосах и участках их центральных частей. Иногда эти зоны биотитизации отмечены явлениями смятия и являются продолжением полос гнейсовых сланцев, залегающих в актинолитовых породах. На ряду с этим мы можем видеть и обратные картины, когда тонкие линзы актинолитовых пород тоже со слюдяными оторочками образуют включения среди гнейсовых сланцев. Биотит, развивающийся в актинолитовых породах, замещает амфибол и обладает иногда менее резким плеохроизмом, чем в гнейсовых сланцах, и по свойствам приближается к флогопиту.

Среди силлиманито-слюдяных и гнейсовых сланцев встречаются тонкие (2—5 см), иногда деформированные прожилки, состоящие из крупнолучистого, темноокрашенного, серо-зеленого актинолита. Они резко ограничены от окружающих сланцев и также обладают биотитовыми оторочками. Под микроскопом прожилки состоят из актинолита, цоизита, слабо плеохроичного биотита и небольшого количества кварца. Из других минералов присутствует титанит и немного мелких лимонитизированных выделений пирита. В прожилках местами содержатся линзы и скопления зерен кварца. На ряду с этим в обнажении были встречены короткие ветвящиеся прожилки кварца с вростками призм актинолита.[1]

Недалеко от контакта со слюдяно-гранатовыми сланцами в разрезе вскрыты две дайки кварцево-альбитового *пегматита*. Западная из них имеет мощность около 2 м, другая образует небольшую выклинивающуюся линзу. Пегматит обладает белой окраской и состоит из мелкозернистой массы альбита, проросшей тонкими чешуйками слегка зеленоватого мусковита. В ней присутствуют более крупные зерна альбита размером до 4 см. Порода пронизана потоками стекловидного серого кварца. Они имеют то резкие, то расплывчатые границы. С участками развития кварца связано появление пачек листочков мусковита размером до 3 см. В зальбандах пегматита содержатся чешуйки биотита, а параллельно зальбандам вдоль границы со сланцами развита биотитовая оторочка.

Указанные факты можно толковать следующим образом. До процессов пневматолитического метаморфизма в толще силлиманит-слюдяных сланцев содержались прослои мраморов, которые были затем превращены в пироксен-актинолитовые и актинолитовые породы. Агенты метаморфизма наиболее полно проработали те участки толщи, где залегали наиболее легко изменяемые породы — мраморы, т. е. мы имеем дело здесь с избирательным метасоматизмом. Концентрации летучих в этих участках способствовала механическая неоднородность толщи. Превращения сопровождались динамическими нарушениями, более или менее замаскированные следы которых мы наблюдаем в наличии соответствующих текстурных признаков. Следует указать, что в одном случае среди силлиманит-слюдяных сланцев наблюдалась узкая зона милонитизации. Развитый в сланцах милонитах турмалин отличается свежестью, не несет признаков раздробления и безразлично ориентирован по отношению к сланцеватости.[2] Возможно, что эти зоны милонитизации явились теми участками, в которых путем перекристаллизации, биотитизации и фельдшпатизации возникли гнейсовые сланцы. Образование тонких прослоев последних в пироксен-актинолитовых породах, очевидно, следует объяснять развитием метасоматических процессов в толще самих мраморов. С этим вполне гармонируют микроскопические данные, приведенные выше.

[1] Летом 1940 г. такие же кварцево-актинолитовые прожилки наблюдались мною в разведочных выработках на слюду около Куштумгинского тракта.

[2] Совершенно аналогичный случай описан Е. Н. Елисеевым (1938) для Алтая.

Актинолитовые и кварц-актинолитовые прожилки в сланцах, вероятно, образовались в результате обогащения растворов CaO и MgO, заимствованных при реакциях с мраморами. Из новообразовавшихся компонентов особенно подвижными оказались турмалин и биотит, из которых последний концентрируется вдоль границ разнородных пород, образуя своеобразные оторочки.

Так же как и в ранее описанной выемке, новообразовавшийся биотит характеризуется плеохроизмом в красновато-коричневых тонах и содержит довольно много акцессорных — циркона, ортита и турмалина. Наличием этих включений и окраской он отличается от первичного коричневого биотита сланцев. Турмалин в большом количестве развит во вторичных сланцах, проникает также и в силлиманит-слюдяные сланцы, но содержание его здесь значительно меньшее. Судя по тому, что кварц-альбитовые дайки также сопровождаются биотитовыми оторочками, они, вероятно, образовались одновременно со всеми превращениями. Состав даек, обилие в них альбита может дать представление о тех растворах, которые проникали в толщу пород, а также объясняет и процессы фельдшпатизации. В таком случае появление в гнейсовых сланцах олигоклаза, иногда обладающего обратным зональным строением, следует объяснить как результат реакции пневматолитических растворов с карбонатным материалом. Если принять во внимание, что процессы биотитизации и фельдшпатизации накладывались на существенно мусковитовые сланцы, богатые K_2O и SiO_2, то роль привноса в реакциях этих элементов становится неясной. Большая часть этих окислов при метаморфизме, очевидно, была заимствована из первоначальных пород и испытала лишь перемещение. Все же, учитывая состав кварцево-альбитовых даек, масштаб развития биотитовых потоков и оторочек и вообще высокое содержание в породах биотита, можно думать, что частичный привнос K_2O и SiO_2 в местах наших наблюдений имел место.

Очевидный привнос K_2O мы наблюдаем в выемке 1949 и 1950-го километра, где в гнейсовых сланцах появляется микроклин и где довольно широкое развитие пироксена, амфибола и основного плагиоклаза говорит нам о более высокотемпературных процессах. Описанные выше метасоматические оторочки, имеющиеся на границах карбонатных прослоев, следует рассматривать как своеобразные реакционные образования, возникшие на контактах резко различных по составу пород. Наблюдая постепенные переходы оторочек к сланцам, легко притти к выводу, что они появились в результате притока щелочей и SiO_2 со стороны последних. Несомненно, привнесенными окислами являются также FeO, Fe_2O_3, Na_2O, ZrO_2, TiO_2, B_2O_3, OH и S.

В западной части выемки у 1949-го километра сланцеватость пород имеет простирание СВ 34°, но при движении на восток она меняет направление до СВ 15°. Падения пород крутые, преимущественно СЗ 80—85°, но вблизи контакта со слюдяно-гранатовыми сланцами становятся юго-восточными. Местами в силлиманит-слюдяных сланцах проходят трещины с явлениями скольжения. В трещинах, ориентированных СВ 64° $\angle$ 90°, наблюдались шрамы, падающие на ЮЗ под углами 20°. Наблюдения показывают, что около трещин северо-западные глыбы двигались на юго-запад. Признаки позднейших смятий имеются и среди пироксен-актинолитовых пород в виде участков деформации актинолита.

Слюдяно-гранатовые сланцы, слагающие восточную часть выемки, прилегают к описанной толще пород без явлений разрыва. Сланцы собраны в многочисленные мелкие складки, причем в складчатости участвуют тонкие кварцевые жилы и линзы, что говорит о том, что мелкая складчатость, сравнительно с ними, имеет более молодой возраст. Особенно интенсивно мелкая складчатость развита у контакта с толщей силлиманит-слюдяных слан-

цев, где крылья складок имеют простирание СВ 15°, а падение 80° СЗ. Восточнее же плойчатость пород выражена значительно слабее, и сланцеватость обладает более пологими падениями 50° ЮВ. Среди сланцев наблюдаются места резких поперечных изгибов сланцеватости без разрыва, с сопряжением направлений СВ 70° и СВ 5°. Слюдяно-гранатовые сланцы содержат немного граната и ставролита. Они, вероятно, образуют прослой среди силлиманит-слюдяных сланцев, и другой характер их условий залегания, очевидно, стоит в связи с явлениями позднейшей дисгармоничной складчатости.

Перейдем к рассмотрению ряда других превращений мраморов. В 2 км к югу от ст. Уржумка на левом берегу одноименной реки встречен выход зеленоватого, массивного мрамора. Между большими зернами доломита

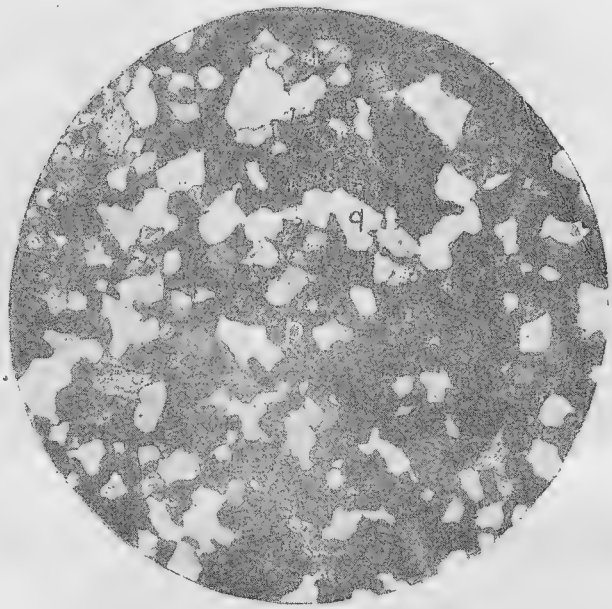
Фиг. 13. Пироксен-микроклиновая порода (+, увел. 25).
p — пироксен, mi — микроклин, bt — биотит, q — кварц.

в нем присутствуют мелкие, неправильные и более крупные до 1 мм выделения бесцветного моноклинического пироксена ($2V=(+)55.5°$, $Ng:c=41°$, $Ng-Np=0.029$). Вместе с ним в цепочечных ходах содержится решетчатый микроклин, редкие вростки тремолита и зерна эпидота. Изредка около эпидота наблюдаются лимонитизированные мелкие выделения пирита.

В обстановке значительно более интенсивно развитых метасоматических процессов образуются *пироксен-микроклиновые породы*, встреченные среди узкой полосы мраморов у восточного подножья горы Сорочьей. На внешний вид это светлосерые породы, в которых хорошо различимы спайные зерна полевого шпата и большие зеленоватые таблицы пироксена размером до 1 см. Биотит образует небольшие полосы и скопления. Под микроскопом в составе пироксен-микроклиновых пород констатированы диопсид ($2V=(+)56$, $Ng:c=40°$, $Ng-Np=0.029$), микроклин, небольшое количество основного плагиоклаза (№ 52) и кварца, амфибол ($2V=(-)76$, $Ng:c=14°$, $Ng-Np=0.019$), скаполит ($Ng-Np=0.029$), биотит ($Ng-Np=0{,}042$), титанит, апатит, ортит, рутил, турмалин, ценнин и цоизит. На границе микроклина и плагиоклаза в последнем присутствует большое

количество вростков мирмекитового кварца. В процессе формирования пород можно отметить несколько фаз. В первую фазу произошло образование пироксена и микроклина. Вторая фаза характеризуется участием в реакциях ОН. В это время образовались амфибол-скаполит, биотит, цоизит, кварц, а из акцессорных — ортит, апатит, рутил и циркон. К последней фазе следует отнести типичные гидротермальные явления: обесцвечивание биотита, образование хлорита и карбоната (фиг. 13).

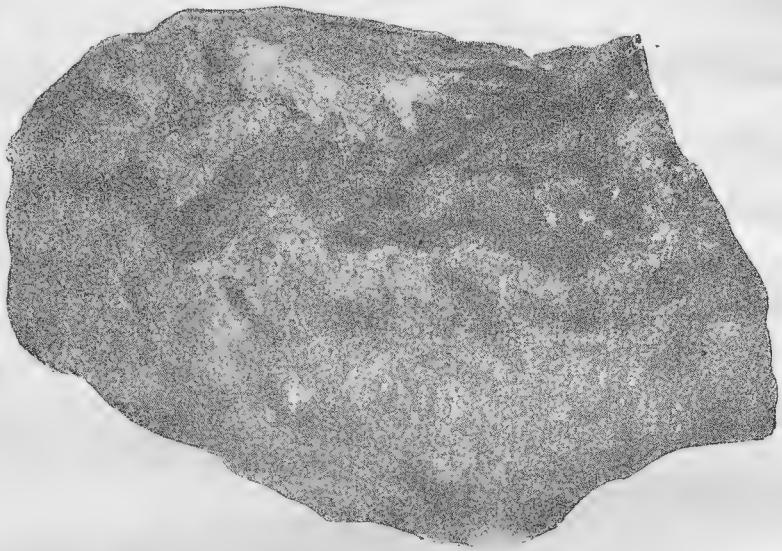
Наличие описанных пород объясняет нам появление микроклина среди гнейсовых сланцев, обнаруженных в восточной части выемки между 1949 и 1950-м километрами (см. выше) и в небольших выемках восточнее 1950-го километра. Как правило, эти микроклинсодержащие породы всегда развиваются в зонах, в которых продукты реакций мраморов содержат пироксен.



Фиг. 14. Кварц-пироксеновая порода (+, увел. 25) :
p — пироксен, q — кварц.

Так, в выемке, расположенной около 1950-го километра при движении на восток, мы сначала встречаем обычные серые биотитовые вторичные слюдяные сланцы, содержащие местами остатки узлов силлиманита. Затем они сменяются более массивными микроклиновыми гнейсовыми сланцами с порфиробластами биотита. После этого появляются желтоватые мраморы, содержащие линзы, потоки и прожилки светлозеленого тремолита. Иглы последнего часто нарастают перпендикулярно к границам потоков и прожилков. Среди тремолита присутствуют редкие мелкие выделения кварца и лимонитизированного пирита. Помимо этого, в зернистых мраморах встречаются участки плотных разностей, содержащих кварц. Эти более или менее окварцованные полосы имеют ширину до 5 см. Еще восточнее среди тремолитизированных и окварцованных мраморов залегают светлые, серо-зеленые, слабо сланцеватые диопсид-тремолитовые породы, в которых отмечено присутствие кварца, микроклина, эпидота, флогопита и карбоната. Из акцессорных развиты циркон и титанит. Здесь же наблюдаются выходы кварцево-диопсидовых пород, в которых первоначальный карбонатный субстрат мраморов подвергся окварцеванию и из новообразований сохранился диопсид (фиг. 14).

Аналогичная ассоциация пород была обнаружена и на правом берегу р. Балашиха в 1 км к юго-востоку от места слияния ее с р. Уржумкой. Здесь в мелких выработках, на линии высокого напряжения, выходят серо-зеленые массивные *диопсид-актинолитовые породы*. Они состоят из больших зерен пироксена ($2V=(+)56.5°$, $Ng : c = 38°$, $Ng - Np = 0.027$), проросших светлоокрашенными игольчатыми скоплениями амфибола ($2V = (-)77°$, $Ng:c = 16$, $Ng - Np = 0.22$) и содержат немного коричневатого флогопита. Под микроскопом в них обнаружена примесь цоизита, кварца, микроклина и мусковита ($Ng - Np = 0.032$), а из акцессорных — титанит, ортит, циркон и турмалин. Пироксен-актинолитовые породы связаны постепенными переходами с зеленоватыми мраморами, в отдельных участках которых присутствуют скопления диопсида, но главным образом амфибола. В этих разностях пород присутствуют тонкие (до 3 см) среднезернистые кварц-микроклиновые прожилки. Они то резко отграничены от карбонатной



Фиг. 15. Плойчатый мрамор с полосами, (а), обогащенными флогопитом, мусковитом и кварцем (н. в.).

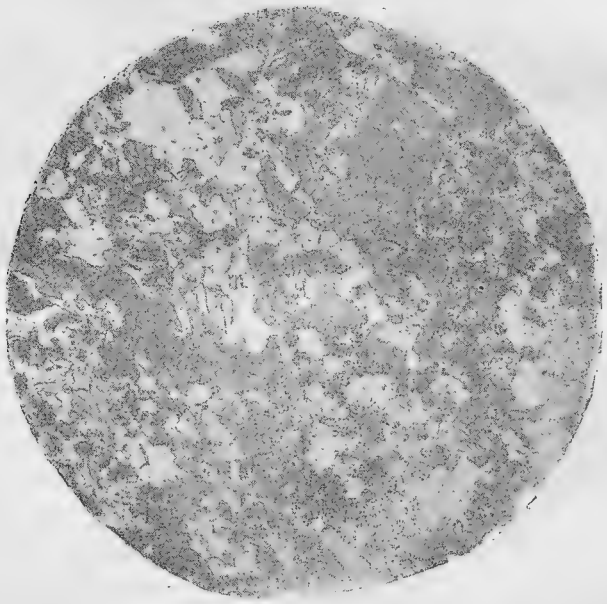
массы, то в ней как бы растворяются. Среди прожилков встречаются линзы (5 × 2 см) дымчатого кварца. Прожилки напоминают среднезернистые гранофировые разности обычных пегматитов.

К западу от этих выходов развиты полосчатые мраморы, сложение которых обусловлено чередованием неясно отграниченных полос, обогащенных флогопитом, мусковитом и кварцем с полосами карбонатного материала. Последние иногда содержат примесь кварца. В участках, обогащенных слюдами, констатирован цоизит, титанит и пирит (фиг. 15, 16).

Западнее среди мраморов обнаружены узкие до 50 см полосы образовавшихся за счет этих мраморов вторичных слюдяных сланцев. Они содержат порфиробласты биотита, кварц, немного микроклина, мусковит, цоизит, полосы и цепочки зерен карбоната и обычные для этих пород акцессорные. Эти сланцы весьма неоднородны (фиг. 17, 18). Одни полосы обогащены кварцем, другие мусковитом и, наконец, имеются участки сохранившегося карбоната. Слюдяные сланцы по простиранию прорезаны тонкими прожилками кварца и постепенно с уменьшением содержания биотита и мусковита переходят в полосчатые слюдяные более или менее окварцованные мраморы. Удалось подметить, что с удалением от микроклин-

Фиг. 16. Метасоматический прожилок кварца, флогопита и мусковита в мраморе (+, увел. 25)
с — карбонат, q — кварц.

содержащих сланцев плеохроизм и окраска биотита слабеют, и происходит переход через полосчатые слюдяные мраморы к флогопит-мусковитовым и мусковитовым и, наконец, таким, в которых примесь новообразовавшихся минералов в виде слюд и кварца заметны только под микроскопом. В по-



Фиг. 17. Вторичный слюдяной сланец, образовавшийся за счет мрамора (∥, увел. 25).
с — карбонат, q — кварц, bt — биотит, m — мусковит. Цоизит представлен мелкозернистыми (на фотографии черными) аггрегатами.

лосчатых флогопитовых мраморах скопления флогопита приурочены к сводовым частям микроскладок, утоняясь на их крыльях до питевидных.

Таким образом, участки развития в мраморах процессов окварцевания и биотитизации являлись центрами, откуда, теряя активность и энергию, растворы уходили в сторону и давали более низкотемпературные образования. Кроме того, наблюдения приводят к выводу, что ореол распространения флогопита более широкий и, вероятно, более низкотемпературный сравнительно с биотитом. Среди слюд наиболее далеко уходит от очагов реакций мусковит, образующийся, очевидно, при еще более низких температурах. Эти наблюдения согласуются с выводами А. Харкера (1937, 216), который указывает, что железистые разности биотита вообще отвечают условиям более интенсивного метаморфизма.

Фиг. 18. Слюдяной вторичный сланец (||, увел. 25). Мелкозернистая масса состоит из чешуек мусковита, биотита, мелких зерен кварца и цоизита. На фотографии видна безразличная по отношению к сланцеватости ориентировка листочков слюды.
q — кварц, bt — биотит, m — мусковит

Изложенные соображения справедливы также и по отношению к участкам мраморов, превращенных в пироксенсодержащие породы. С удалением от последних в мраморах появляется тремолит. В свою очередь, и в пироксенсодержащих зонах мы наблюдаем более низкотемпературные стадии метаморфизма, в результате которых пироксен замещается актинолитом или тремолитом и возникают пироксен-актинолитовые и пироксен-тремолитовые породы.

Из всех вышеприведенных данных следует, что процессы метаморфизма в толще мраморов обусловлены проникновением в них пневматолитического гранитного материала. В одних участках карбонатной серии фиксировался материал, по составу отвечающий нормальным пегматитам, в связи с чем возникли мраморы с пироксеном и микроклином, затем диопсид-микроклиновые, микроклин-амфибол-диопсидовые породы и гнейсовые сланцы с биотитом, микроклином, цоизитом и карбонатом.

В тех случаях, когда в зонах мелких нарушений среди мраморов циркулировало небольшое количество сравнительно низкотемпературных растворов, вторичные превращения выражаются в появлении тремолит-кварцевых пород и тремолитизированных мраморов, связанных постепенными переходами (фиг. 19, 20). Обычно их выходы мы находим в пределах площадей рудников. Явления тремолитизации мраморов были выше указаны для Филинского доломитового рудника и выемок железной дороги. Не менее характерно этот процесс развит в пределах Васильевского рудника и на правом берегу р. Ай у южного конца заводского пруда, где выходят желтоватые среднезернистые мраморы, которые в отдельных участках пронизаны прожилками лучистого тремолита, чешуйками мусковита и содержат небольшую вкрапленность пирита. Местами мраморы подверглись окварцеванию с образованием светлосерых тонкозернистых кварцитов с небольшим

Фиг. 19. Мрамор с тремолитом (+, увел. 25).
с — карбонат, t — тремолит

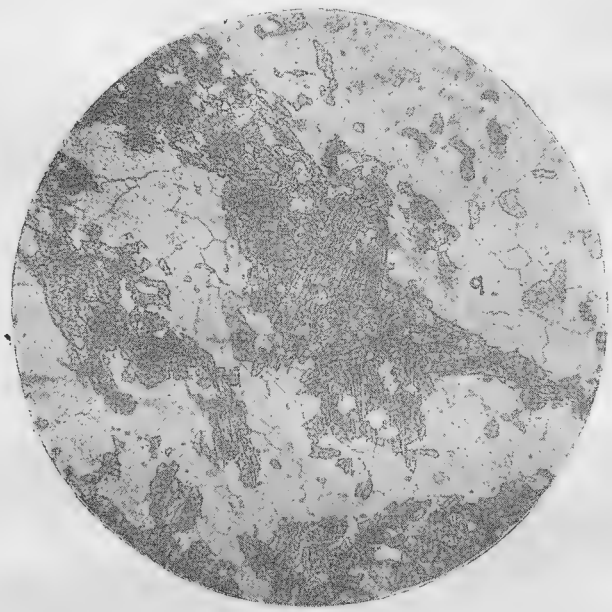
количеством белой слюды и прожилками жильного кварца. Под микроскопом в составе тремолитизированных мраморов наблюдаются карбонат, тремолит и немного кварца, флогопита и пирита.

Как мы видели, одни зоны сланцев характеризуются новообразованием олигоклаза и возникновением плагиоклазовых гнейсовых сланцев, другие появлением микроклина. Соответственно обоим рядам фельдшпатизации среди пород свиты, мы наблюдаем выходы микроклиновых пегматитов с турмалином и альбитовых пегматитов с мусковитом. Уменьшение содержания в последних альбита приводит к альбит-кварцевым жилам с пачками мусковита и турмалина. Такие жилы вместе с альбитовыми пегматитами наблюдались в значительном количестве у восточного подножья горы Сорочьей. Несомненно, что все эти жильные породы имеют общий генетический источник — пегматитовый процесс — и исчезновение в них микроклина следует связывать с процессами гидролиза его молекулы, в результате чего в альбитсодержащих жильных породах появляется в значительном количестве мусковит.

Прослои мраморов, залегающие среди гнейсовых сланцев, характеризуются превращением их в пироксен-актинолитовые породы. При этом те

зоны, в которых появляется микроклин, отличаются обильным развитием пироксена, тогда как прослои, залегающие среди плагиоклазовых гнейсовых сланцев, замещены преимущественно актинолитом, а пироксен в них играет подчиненную роль. Вероятно, этот факт не является случайным и отражает изменение температурных условий пневматолитического процесса и говорит о том, что растворы, выносившие микроклин, обладали несколько более высокой температурой сравнительно с растворами, содержавшими альбит. Как уже было указано, образование в гнейсовых сланцах олигоклаза, обладающего обратным зональным строением, следует объяснить реакциями альбитовой молекулы с карбонатным материалом.

Далее мы видим, что превращению в гнейсовые и вторичные слюдяные сланцы подвергаются как мраморы, так и силлиманит-слюдяные сланцы.



Фиг. 20. Тремолит-кварцевая порода с карбонатом
(ǁ , увел. 25)
q — кварц; c — карбонат, t — тремолит

При этом новообразовавшиеся породы по внешнему виду очень сходны, но те разности, которые возникли за счет мраморов, отличаются большей неоднородностью в распределении кварцево-слюдяного материала, содержанием амфибола, цоизита и наличием остаточного карбоната. Такие гнейсовые и слюдяные сланцы связаны постепенными переходами с флогопитизированными и биотитизированными мраморами. Если принять во внимание минералогический состав новообразовавшихся пород, то метаморфические реакции среди мраморов несомненно сопровождались привносом SiO_2, TiO_2, ZrO_2, Al_2O_3, B_2O_3, FeO, K_2O, Na_2O, P_2O_5 и OH.

Состав конечных продуктов превращений мраморов указывает на то, что наиболее далеко зашедшие реакции ведут к образованию гнейсовых и слюдяных сланцев, т. е. метаморфические процессы шли в направлении наибольшего удаления из сферы реакции CaO и CO_2.

Таким образом, метаморфизм карбонатных пород происходил в обстановке обменных реакций, когда одни вещества привносились, другие одновременно удалялись. В тех же участках мраморов, где количество растворов было недостаточно, в состав продуктов реакций в большом количестве входит CaO и MgO в виде диопсида, актинолита, тремолита и цоизита.

Перейдем к рассмотрению распределения этих пород в пространстве. Вторичные биотитовые и двуслюдяные сланцы наибольшим распространением пользуются на правобережье р. Ай и в области развития мощных прослоев карбонатных пород и к востоку от них, намечая зону, где наиболее интенсивно сказались процессы перекристаллизации. Последняя на севере начинается у восточного подножья и южного окончания горы Сорочьей и прослежена на юг до р. Извездной. На местности иногда можно видеть, что выходы вторичных биотитовых и двуслюдяных сланцев чередуются со слюдяно-ставролитовыми и силлиманит-мусковитовыми разностями, за счет которых они возникли. При этом во вторичных породах из полосы развития силлиманит-слюдяных сланцев под микроскопом наблюдаются остатки сильно измененных мелких узлов силлиманита. Под микроскопом вторичные сланцы ничем не отличаются от образований из выемок железной дороги, описанных ранее. К югу от р. Балашиха в сланцах встречаются исключительно реликты граната, ставролита и реже кианит. Иногда в породах южной части района содержится плагиоклаз, и они переходят в гнейсовые сланцы, но последние встречаются редко. В северной части района количество выходов гнейсовых сланцев значительно возрастает, особенно у восточного подножья горы Сорочьей, где среди них можно отметить также довольно широкое развитие микроклинсодержащих пород, иногда с цоизитом и карбонатом. Последние, несомненно, возникли за счет мраморов.

Несмотря на то, что в обнажениях вторичные породы встречаются значительно чаще, чем исходные сланцы, можно думать, что последние пользуются большим распространением, но вследствие сильной рассланцованности и меньшей сопротивляемости выветриванию оказываются скрытыми под растительным покровом. Особенно плохо обнажены породы на севере района в окрестностях разъезда Тагапай, где в ассоциации с мраморами наблюдались редкие выходы вторичных слюдяных и гнейсовых сланцев.

То же справедливо по отношению к обеим восточным узким полосам, сложенным породами карбонатной свиты. Здесь, кроме мраморов, в редких выходах констатированы вторичные слюдяные и микроклиновые гнейсовые сланцы, а в единичных случаях мало измененные слюдяные сланцы с гранатом.

На левом берегу р. Ай вторичные слюдяные сланцы пользуются очень небольшим распространением в окрестностях Васильевского рудника, где они образуются главным образом за счет мраморов.

Что касается пироксен-актинолитовых и пироксен-тремолитовых пород, возникших из мраморов, то их мы находим почти исключительно в северной части района в окрестностях старых Тесьминского и Черновского рудников и в редких выходах среди мраморов левого берега р. Ай.

Следует коснуться условий залегания кварц-серицитовых сланцев и ряда других образований, которые по нашим наблюдениям и данным Л. М. Мирольского (1937) являются обычными для месторождений железа окрестностей Златоуста. Выше (стр. 33) был описан метасоматический способ образования кварц-мусковитовых сланцев за счет мраморов. Эти данные подкрепляются дополнительными наблюдениями в окрестностях Васильевского рудника. В отвалах и в естественных обнажениях можно часто наблюдать более или менее рассланцованные белые и желтоватые мраморы, часто содержащие редкую вкрапленность мелких лимонитизированных зерен пирита. На ряду с этим в мраморах появляются полосы окварцевания и прожилки кварца, которым сопутствуют лучистые сростки тремолита и зерна пирита. Среди мраморов залегают довольно узкие полосы обычных биотитовых и двуслюдяных вторичных сланцев. Путем исчезновения биотита эти породы переходят в кварцево-серицитовые сланцы, в редких порфиробластах которых присутствует флогопит, биотит и лепидомелан. В одном из обнажений можно было видеть, как кварцево-серицитовые сланцы по-

степенно сменяются светлосерыми кварцитовидными породами, а эти последние окварцованными тремолитизированными мраморами. Из этих данных следует, что участки мраморов, в которых получили широкое развитие метасоматические процессы с новообразованием биотита, были местными центрами метаморфизма, с удалением от которых из слюд остаются мусковит и серицит. Однако не нужно думать, что кварцево-серицитовые сланцы всегда наблюдаются только в связи с биотитовыми разностями. Так же как и последние, они образуют самостоятельные узкие метасоматические прослои, около которых мраморы становятся плотными и подвергаются, как и сланцы, пиритизации.

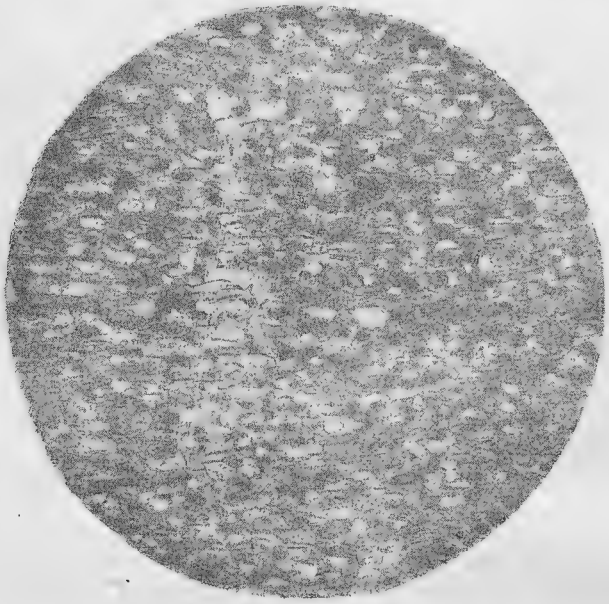
Вместе с кварц-серицитовыми сланцами обыкновенно развиты образовавшиеся за счет мраморов вторичные кварциты. Как те, так и другие породы часто содержат вкрапленность пирита, которая и послужила главным источником для образования концентраций железа в месторождениях. Тесная связь кварцитов с явлениями оруденения была уже давно подмечена исследователями, но истинная природа их оставалась невыясненной, и поэтому к ним до последнего времени прилагается термин кварцевых песчаников (Барбот-де-Марни, 1909, Миропольский и Полянин, 1937). Произошло это главным образом потому, что в пределах рудных месторождений мраморы часто оказываются целиком уничтоженными метасоматическими процессами, значение которых могло быть выяснено только путем региональных исследований, а не изучением отдельных рудных площадей.

Кроме территорий рудников, кварцево-серицитовые сланцы были встречены к востоку от железной дороги у западного подножья горы Сорочьей в бортах небольшого лога, затем на крайнем юге района в мраморах на крутом правом берегу р. Ай и среди силлиманит-слюдяных сланцев к западу от горы Уржумка.

По внешнему виду *кварцево-серицитовые сланцы* представляют белые или светлосерые или зеленовато-серые тонкозернистые породы с ясно выраженной сланцеватой текстурой. В одних случаях они являются однородными и состоят, главным образом, из светлой слюды. В других разностях, более богатых кварцем, наблюдается чередование полос, обогащенных то одним, то другим минералом. Нередко в сланцах можно отметить пятнистое сложение, обусловленное присутствием порфиробластов мусковита, флогопита, биотита и лепидомелана. В сланцах присутствует иногда довольно много мелких охристых пустоток, оставшихся на месте пирита. Последний обыкновенно сохраняется в виде лимонитизированных кубиков. Среди сланцев наблюдаются прожилки и линзы жильного кварца.

Породы состоят главным образом из мелких чешуек (0.1—0.2 мм) мусковита, обладающих высоким двупреломлением. Таким образом, породы правильнее было бы называть кварцево-мусковитовыми сланцами, но так как они имеют типичный облик сланцев, характерных для рудных месторождений, я за ними оставляю название кварцево-серицитовых (фиг. 21). По отношению к светлой слюде кварц в породах нередко играет подчиненную роль. Мусковит, помимо мелких чешуек, иногда образует порфиробласты размером до 5 мм. Среди мусковита основной массы сланцев в некоторых выходах присутствуют также мелкие чешуйки флогопита. Порфиробласты биотита, флогопита и мусковита нередко растут в лепидобластической массе пород по отношению к сланцеватости в поперечном направлении. Кроме биотита, в сланцах Орловского и Николаевского рудников Л. М. Миропольским констатированы порфиробласты лепидомелана, отличающегося от биотита более густой окраской. Минерал содержит FeO в количестве 1.99% и Fe_2O_3 — 13.42% (Миропольский и Полянин, 1934). В породах присутствует много тонких призм турмалина, иногда циркон, рутил, магнетит и гематит. В некоторых выходах констатировано присут

ствие альбита. Последние моменты формирования сланцев сопровождались обесцвечиванием и хлоритизацией темных слюд и замещением турмалина серицитом. Л. М. Миропольский и В. А. Полянин также отмечают в составе сланцев рудных зон концентрацию турмалина, причем последний в качестве реликтового минерала вместе с мусковитом сохраняется нередко в составе руд и глинистых продуктов выветривания сланцев. Оба автора считают кварцево-серицитовые сланцы результатом гидротермальных изменений пород метаморфической толщи и сопоставляют их с гидротермальными процессами, наблюдавшимися среди карбонатных пород. Однако сами авторы при описании пород Николаевского рудника допускают существование также и пневматолитических процессов.



Фиг. 21. Кварцево-серицитовый сланец (+, увел. 25).

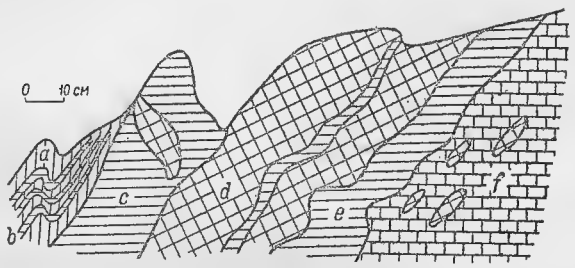
Принимая во внимание минералогический состав сланцев, правильнее их считать пневмато-гидротермальными образованиями, сопровождавшимися привносом значительного количества SiO_2, щелочей, OH, B_2O_3 и отложением пирита. Такие окислы как TiO_2, ZrO_2 в реакциях играли небольшую роль.

Сопоставляя состав кварцево-серицитовых и вторичных биотитовых сланцев, для первых мы должны отметить значительно меньшее количество таких акцессорных, как циркон, отсутствие ортита и хорошо выраженную мелкочешуйчатость. Эти факты также позволяют думать, что в цепи превращения мраморов образование кварцево-серицитовых сланцев, сравнительно с биотитовыми, происходит при более низких температурах.

Вторичные кварциты, возникшие за счет мраморов, наблюдались в естественных обнажениях и почти во всех железных рудниках, где в ряде месторождений к ним непосредственно приурочены рудные выделения (Миропольский и Полянин, 1937). Они очень часто встречаются в ассоциации с кварцево-серицитовыми сланцами и тремолитизированными окварцованными мраморами, с которыми связаны постепенными переходами.

На правом берегу небольшой речки, впадающей с востока в заводской пруд, немного южнее железной дороги, в небольшом скалистом обнажении наблюдались следующие породы (фиг. 22): светлая желтоватая, явно сланцеватая тремолит-кварцевая порода (а), в которой в поперечном напра-

влении к сланцеватости развиваются короткопризматические выделения белого термолита. Порода содержит вдоль сланцеватости тонкие (до 1 см) линзы и полоски мелкозернистого вторичного кварцита (b); около последних наблюдаются мелкие выделения пирита. Под микроскопом в составе пород дополнительно обнаружен флогопит. К востоку тремолит-кварцевая порода сменяется слабо сланцеватым вторичным кварцитом (c), содержащим импрепьяцию пирита. Мощность полосы вторичного кварцита 50 см. По внешнему виду кварцит представляет почти белую мелкозернистую, иногда пористую породу, состоящую почти целиком из кварца и сохраняющую структуру мрамора. Кварцит пронизан охристыми пленками, возникшими при выветривании пирита. Пористое сложение отдельных участков породы обусловлено выщелачиванием остатков карбоната. В зоне вторичного кварцита (c) можно встретить сохранившиеся от замещения участки тремолитовой породы и само окремнение идет неравномерно, распределяясь пятнами. Еще дальше к востоку снова появляется тремолитовая зона (d) с крупными пластинчатыми выделениями тремолита и небольшим содержанием пирита. Последняя также сменяется пиритизированным вторичным кварцитом (e), который содержит изгибающиеся параллельно метасоматической зоне трещины, на плоскостях которых видны многочисленные шрамы скольжения. В краевых частях окварцованной зоны наблюдается скопление чешуек мусковита. В переходных участках к мраморам (f) последние также содержат тремолит, немного пирита и узкие полосы вторичных кварцитов, около которых доломиты обогащены флогопитом.



Фиг. 22. Зарисовка обнажения.

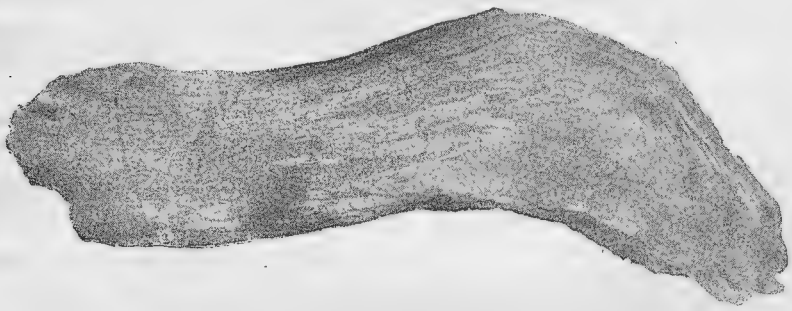
Породы состоят главным образом из гранобластической массы карбоната, содержащей неравномерно распределенные зерна кварца. Участки карбонатного материала прорастают крупными широкопризматическими выделениями тремолита. Последние вдоль поперечных трещин замещены мелкими зернами карбоната и кварца. Иногда тремолит несет ясные признаки деформаций с образованием в трещинах прожилков кварца, в котором можно видеть включения сростков тремолита второй генерации. В участках с наибольшим развитием тремолита появляется флогопит. Неравномерное распределение в породах вторичных минералов говорит о неравномерном распределении агентов метаморфизма. Там, где растворы в первые моменты их появления были активны, образовались крупные скопления тремолита. По мере понижения температуры активность растворов падала, и весь не вошедший в реакции кремнезем вызывал развитие процессов окварцевания. Сохранившаяся карбонатная часть пород при этом подверглась простой перекристаллизации. Вместе с окварцеванием мраморов происходило и отложение вкрапленности пирита.

Тремолитизированные мраморы путем увеличения содержания кварца связаны переходами с *тремолит-кварцевыми породами*, отличающимися значительным развитием кварца, который почти полностью вытесняет карбонат. Под микроскопом в породах наблюдается тот же минералогический состав, но роль и количественные соотношения отдельных компонентов меняются. Они состоят из неправильных таблиц и призм тремолита, образующих местные скопления, проросшие зернами кварца. В кварце имеются включения рутила, а среди его зерен наблюдаются остатки карбо-

ната. К числу последних новообразований относится переотложенный карбонат, пленки которого замещают тремолит. Как в отношении зернистости, так и распределения минералов породы являются достаточно неоднородными.

Выходы вторичных кварцитов констатированы также на юге района около р. Известной и южнее Орловского рудника. В последнем случае можно было наблюдать, как в мраморах появляются сначала узкие, до 2 см, полосы окварцевания, которые затем, сливаясь, дают сплошные белые кварцитовидные образования. Серая окраска вторичных кварцитов обусловлена присутствием в них чешуек слюды и незамещенных зерен карбоната.

Среди *вторичных кварцитов* следует выделять разности, которые по составу являются образованиями, стоящими в одном ряду с кварцево-серицитовыми сланцами. Такие породы содержат небольшую примесь флогопита, чешуек серицита, мусковита, цоизита, турмалина, иногда тремолита



Фиг. 23. Вторичный кварцит с неравномерным полосчатым распределением флогопита и мусковита ($^1/_2$ н. в.).

(фиг. 23). В других случаях флогопит из пород исчезает и остается мусковит и серицит, и, наконец, встречаются разности, состоящие целиком из одного кварца. В этом случае мы имеем последний, наиболее низкотемпературный продукт метаморфических превращений мраморов. Постоянным компонентом всех вторичных кварцитов является пирит, встречающийся в виде вкрапленности. В свежем состоянии он присутствует редко, и на его месте образуются лимонитизированные кубики или охристые пустоты.

В составе вторичных кварцитов обычно наблюдается мелкозернистая гранобластическая, слегка сланцеватая масса волнисто-угасающих зерен кварца. Иногда мелкозернистые участки чередуются с более крупнозернистыми. Между зернами кварца развиты чешуйки флогопита или мусковита. Изредка наблюдаются неправильные призмы тремолита и остатки зерен карбоната. При этом флогопит и кварц частично замещают тремолит. Из акцессорных минералов в кварцитах, содержащих слюды, присутствует турмалин и тонкие иглы рутила, образующие включения в кварце. Среди кварцитов часто встречаются разности, которые, кроме кварца, из других минералов содержат только пирит.

Реакции превращения мраморов во вторичные кварциты, вероятно, происходили в обстановке гидротермальных процессов. Минералогический состав пород указывает на слабый привнос других элементов, кроме SiO_2. Эти кремнистые растворы были слабо активны, и только незначительная часть SiO_2 в начальные моменты оказывается связанной с CaO в тремолите. Почти вся окись кальция оказывается вынесенной из сферы реакций. Это было облегчено тем, что растворы при прохождении через толщу мраморов были обогащены CO_2.

Весь разнообразный комплекс карбонатных пород и продуктов их метаморфизма пересекается многочисленными прожилками кварца, мощность которых колеблется от нескольких миллиметров до 2—3 м. Прожилки проходят как по сланцеватости, так и под различными к ней углами, причем нередко они не выдержаны по мощности и образуют четковидные вздутия молочно-белого прозрачного, иногда дымчатого кварца. Особенно часто выходы жильного кварца встречались на правобережье р. Ай, где наиболее мощные из них разрабатывались для нужд златоустовского завода. Иногда наблюдались брекчии мраморов, сцементированные жильным кварцем; еще чаще мраморы около жил сильно рассланцованы. Судя по размерам выработок, длина жил достигала 50 м, а мощность 2—4 м. Кварц иногда содержит выделения радиально-лучистого тремолита, скопления листочков мусковита и кубики лимонитизированного пирита. К зальбандам кварцевых жил и прожилков в мраморах приурочены аггрегаты тремолита и мусковита. Изредка видны черные иглы турмалина и многочисленные правильные кубики пирита, достигающие 5 мм. В окрестностях Орловского рудника в доломитах наблюдались крупнозернистые кварцево-карбонатные прожилки, проросшие довольно большими, до 0.5 см, листочками мусковита.

Эти жилы являются, очевидно, синтектоническими с процессами изменения мраморов. Помимо этого, среди пород часто встречаются более поздние, обычно тонкие кварцевые и кварцево-карбонатные прожилки, пересекающие окварцованные мраморы и вторичные кварциты.

Попытаемся на основании изложенного представить историю развития пород карбонатной свиты. До протерозойского метаморфизма те осадки, из которых образовались сланцы карбонатной свиты, представляли толщу довольно чистых глинистых пород, содержащих прослои карбонатного материала, приуроченных главным образом к нижним горизонтам свиты. Тектогенез и метаморфизм протерозоя превратили осадки в мощную, сильно дислоцированную серию слюдяных сланцев, которым подчинены прослои мраморов. По степени перекристаллизации и минералогическому составу образовавшиеся сланцы отвечают низам средней зоны метаморфизма Грубенмана и Ниггли, где играет еще большую роль одностороннее давление, следы которого выразились в отчетливой сланцеватой текстуре пород.

В дальнейшем породы испытали неоднократное воздействие тектонических движений, но признаки их оказались уничтоженными верхнепалеозойским тектогенезом, который имел решающее значение для Уральского хребта. Движения сопровождались дополнительным смятием пород, усложнением складчатости, образованием разрывов и зон рассланцованности. Вполне вероятно, что все эти новые элементы геологических структур наиболее полно развились там, где для этого были созданы предпосылки предшествующим тектогенезом. Ослабленные зоны послужили теми путями, по которым проникли подвижные пневматолитические агенты, вызвавшие перекристаллизацию пород. Таких зон в пределах главной полосы развития карбонатной свиты можно наметить несколько, причем только те из них, которые на всем протяжении проработаны пневматолитическими агентами более или менее равномерно, могут быть выделены отчетливо.

Одна из зон нарушений протягивается в восточной части полосы от подножья горы Сорочьей до р. Известной на юге. Вторая зона нарушений проходит на севере через Николаевский и на юге через Васильевский рудники. На территории последнего в выходах мы видим неоднократное чередование полос мраморов и продуктов их метаморфизма, что действительно говорит о том, что здесь имеются многочисленные продольные полосы

раздробления и смятия пород и, вероятно, разрывы. В пользу этого положения, по мнению Л. М. Миропольского, говорит также и линейное расположение выработок старых рудников (Миропольский и Полянин, 1937). Южное продолжение зоны Васильевского рудника исчезает в долине р. Ай. В пространстве между этими наиболее крупными зонами признаки дислокаций сказываются на породах в местном развитии зон рассланцованности, брекчий, сцементированных иногда жильным кварцем, и в появлении микроскладчатости.

Таким образом, верхнепалеозойские движения проработали всю толщу пород карбонатной свиты с неодинаковой интенсивностью и неодинаково равномерно. Этому способствовал также и различный характер пород, из которых более легко смипаемыми были мраморы и силлиманит-мусковитовые сланцы. Действительно, в выемках железной дороги в наиболее первокристаллизованных участках пород свиты, в мраморах имелись признаки замаскированных флюидальных текстур. Такую же маскировку сланцеватого сложения мы видели и среди перекристаллизованных мраморов и сланцев, когда на их месте возникают значительно более массивные вторичные породы. Пути проникновения пневматолитических агентов также оказались замаскированными процессами перекристаллизации и за исключением быть может одного случая (стр. 40) в виде неизмененной зоны милонитизации сланцев они не наблюдаются.

В результате нарушений и проникновения пневматолитических растворов вся толща карбонатной свиты оказалось ими пропитанной и подверглась перекристаллизации. Даже те мраморы и сланцы, которые внешне не несут признаков изменения, обнаруживают их под микроскопом. Почти во всех мраморах мы находим вторичный кварц и примесь чешуек флогопита, мусковита, иногда пирит и турмалин. Та же картина наблюдается и в сланцах, где происходит частичная перекристаллизация слюд, появление турмалина, замещение ставролита хлоритоидом, мусковитом и пр.

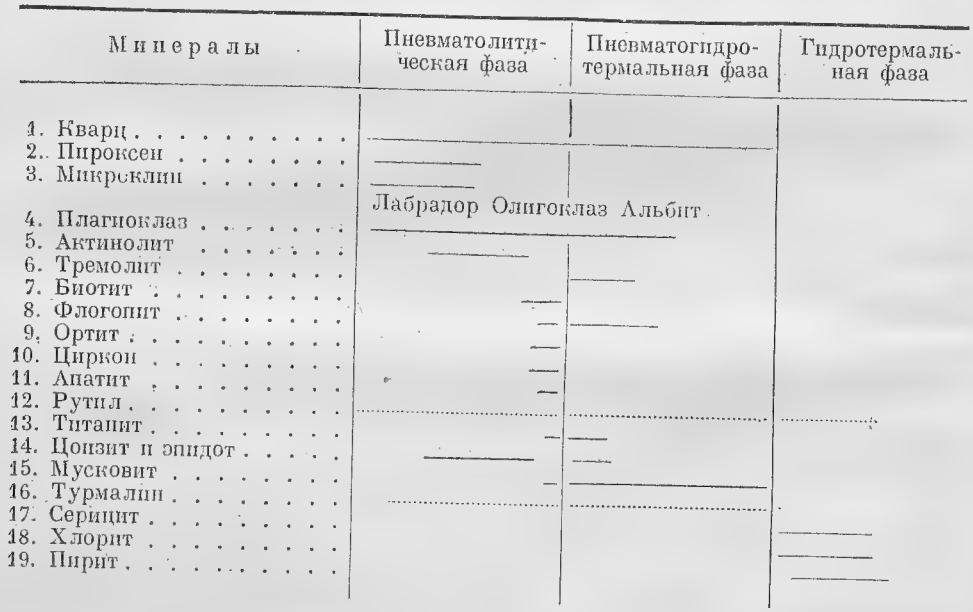
В большинстве случаев сланцеватость во вторичных сланцах совпадает со сланцеватостью замещенного кристаллического субстрата. Вместе с тем несомненное проявление бокового давления во время хода пневматолитических и гидротермальных процессов не позволяет рассматривать сланцеватые текстуры вторичных пород только как отраженные. На их формировании несомненно отразилось и боковое давление. Сильная рассланцованность кварц-серицитовых сланцев говорит о том, что метасоматические процессы были приурочены в мраморах к зонам смятия. Одна из таких зон была описана на стр. 33. Сланцеватость во вторичных кварцитах, по причине отсутствия слюды, выражена значительно хуже, но и здесь встречаются хорошо ориентированные текстуры. В зонах нарушения наиболее широко проявились процессы окварцевания, биотитизации и мусковитизации, сопровождаемые привносом акцессорных ортита, циркона, апатита, турмалина и пирита. Эти процессы накладываются как на сланцы, так и на мраморы и дают вторичные слюдяные сланцы.

Выяснение условий образования пиритизированных кварцево-серицитовых сланцев и вторичных кварцитов разрешает тот вопрос о роли мраморов в рудообразовании, который для месторождений района Златоуста ставился рядом исследователей. Постоянное присутствие в месторождениях кварцево-серицитовых сланцев и вторичных кварцитов, пропитанных бурыми окислами железа, и наличие в них пирита делает вполне возможным допущение, что, кроме рассеянной сульфидной минерализации, существовали также и местные скопления колчедана. Вся эта масса сульфидного материала явилась главным источником, за счет которого путем выветривания образовались гидрогетитовые руды златоустовских рудников. Если иметь в виду исходные породы и полученные из них продукты метаморфизма, то мы получим следующую схему:

Схема метаморфизма горных пород района Златоуста

Фазы метаморфизма	Первоначальные породы: Мраморы	Первоначальные породы: Слюдяные сланцы	Жильные породы
	Вторичные гнейсовые сланцы с микроклином и плагиоклазом		Микроклиновые и альбитовые пегматиты
	Вторичные биотитовые и двуслюдяные сланцы		Альбит-кварцевые жилы
Пневматолитическая	Мраморы с цироксеном и микроклином. Пироксен-актинолитовые породы. Пироксен-тремолитовые породы		
Пневмато-гидротермальная	Тремолитизированные мраморы. Кварцево-серицитовые сланцы. Слюдяные вторичные кварциты с мусковитом и флогопитом		Кварцевые и кварц-карбонатные жилы и прожилки с мусковитом
Гидротермальная	Вторичные кварциты		Кварцевые и карбонатные жилы и прожилки

Соответственное распределение отдельных минералов по этапам метаморфизма может быть выражено следующей схемой:



Из первой схемы видно, что наибольшее количество разнообразных пород возникло за счет мраморов, причем все стадии их метаморфизма характеризуются привносом большого количества SiO_2. Учитывая значительную растворимость кварца в обстановке пневматолитических процессов, (Харкер, 1937), вероятно, большая часть кремнезема была заимствована растворами при прохождении их через толщу слюдяных сланцев. Однако характер жильных образований, прорезающих породы карбонатной свиты, и колп-

чество кварца во вторичных породах говорят о том, что некоторая часть SiO_2 могла быть привнесена самими растворами. То же следует сказать и относительно K_2O. Значительная часть K_2O могла быть заимствована при перекристаллизации мусковитовых сланцев и превращении их в биотитовые сланцы, но все же привнос K_2O, так же как и Na_2O, является несомненным. С другой стороны, широкое развитие процессов биотитизации как в мраморах, так и в сланцах говорит о привносе таких соединений, как FeO и OH. Как видно из второй схемы, пневматолитический метаморфизм сопровождался новообразованием ортита, циркона, апатита и рутила. Из них в пневмато-гидротермальных реакциях участвуют изредка циркон и в значительно большей степени турмалин. Таким образом, окислы TiO_2, ZrO_2, B_2O_3, P_2O_5, галоиды и H_2S имеют источником пневматолитический процесс. Если принять во внимание состав привнесенных окислов, то совершенно ясным станет, что источником пневматолитических агентов мог быть только гранитный очаг.

Среди продуктов реакции с мраморами в каждой из трех фаз метаморфизма мы находим такие превращения, которые ведут к полному выносу из их сферы CaO и CO_2, к образованию вторичных пород, почти не содержащих кальциевых минералов. При изменении значительных прослоев мраморов и, вероятно, при некотором затруднении циркуляции растворов они подвергаются перекристаллизации с новообразованием пироксена, актинолита, тремолита и плагиоклаза. Среди этих минералов мы можем выделить следующие два ряда одновременных и совместно встречающихся образований:

пироксен . . . . . { микроклин / лабрадор

актинолит . . . . . { лабрадор / олигоклаз

тремолит . . . . . альбит

Таким образом, параллельно с изменением характера метасиликатов, с понижением температуры, изменяется и состав полевошпатовой части пород.

Актинолит и тремолит сравнительно со слюдами являются более ранними образованиями и появляются как в обстановке пневматолитической, так и в пневмато-гидротермальной фазе. В последнем случае развитие тремолита наблюдается в связи со слюдяными вторичными кварцитами. Там, где кварциты не содержат слюд, они являются типичными гидротермальными образованиями.

Группа вторичных кварцитов по условиям образования не является однотипной. Среди них мы встречаем иногда разности с микроклином, т. е. породы, отвечающие высокому этапу метаморфизма. Все это говорит о том, что пневматолитические растворы были неоднородными. Они иногда содержали очень немного слюдяной молекулы, и тогда образовались породы, внешне похожие на вторичные кварциты.

В ряду слюд наиболее высокотемпературными минералами являются биотит и флогопит. Последний отходит от очагов метаморфизма на более значительное расстояние и встречается в более низкотемпературных ассоциациях, чем биотит. Мусковит появляется в породах на протяжении первых двух фаз метаморфизма и концентрируется в кварцево-серицитовых сланцах. В гидротермальную фазу биотит подвергается обесцвечиванию с образованием вторичного мусковита и серицита, а также превращению в хлорит. Появление пирита и его концентраций также связано с гидротермальными явлениями. Если принять во внимание состав новообразовавшихся минералогических ассоциаций, то температура начальных стадий пневматолитического процесса лежала, очевидно, около 550° (точка инверсии пироксена в амфибол). Условия пневматогидротермальной фазы, по-

видимому, отвечают интервалу температур 550—350°, а далее мы вступаем в область развития гидротермальных процессов.

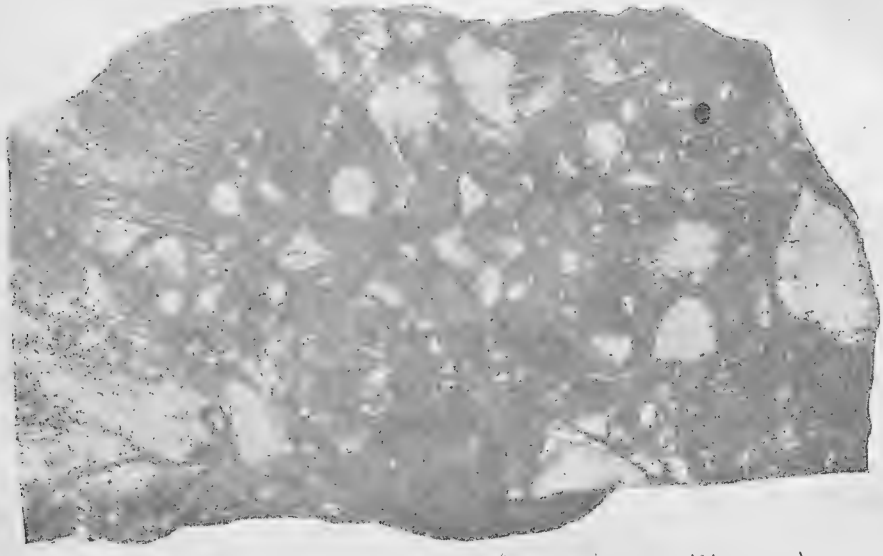
Доломитовые разности мраморов всегда имеют отчетливые признаки перекристаллизации. Что касается кальцитовых разностей, то в них явления перекристаллизации выражены слабее; они часто являются только рассланцованными и их сланцеватое сложение позднейшими процессами не замаскировано. На основании этого можно думать, что первичные карбонатные осадки имели кальцитовый состав, а доломитизация их обусловлена магнезиальным метасоматозом в ходе тех реакций, которые имели место при процессах пневматолитического метаморфизма. Однако решение этого вопроса еще требует дополнительных исследований.

Среди продуктов перекристаллизации сланцев мы не находим такого разнообразия. Наиболее измененные их разности превращены во вторичные биотитовые, иногда гнейсовые сланцы. С удалением от зон максимального пневматолитического метаморфизма эти процессы сказываются в примеси новообразовавшихся биотита, мусковита, турмалина и перекристаллизации граната, ставролита и пр. При этом среди новообразований наибольшую подвижность имеет турмалин, который наблюдается и в малоизмененных сланцах. Процессы турмалинизации характерны для пневматолитического метаморфизма. Более низкотемпературные процессы в сланцах вызвали явления хлоритизации и обесцвечивания биотита.

Весь ход метаморфизма пород карбонатной свиты обусловлен неравномерной проработкой их пневматолитическими агентами. В наиболее доступных для растворов зонах мы имеем высокотемпературные вторичные образования. Из этих зон, теряя энергию и активность, растворы уходили в стороны. В зонах интенсивного метаморфизма высокотемпературные минералогические ассоциации во времени также сменялись низкотемпературными гидротермальными. На всех породах в большей или меньшей степени отразились более высокотемпературные стадии метаморфизма, когда растворы, обладая наибольшей подвижностью, могли использовать для своего передвижения не только разломы и трещины, но и капиллярные ходы. Часть растворов в каждой фазе метаморфизма давала заполнения трещин, и, соответственно ходу превращений, мы имеем ряд жильных пород, начиная от пегматитов, кончая кварцевыми и карбонатными прожилками, иногда секущими вторичные кварциты.

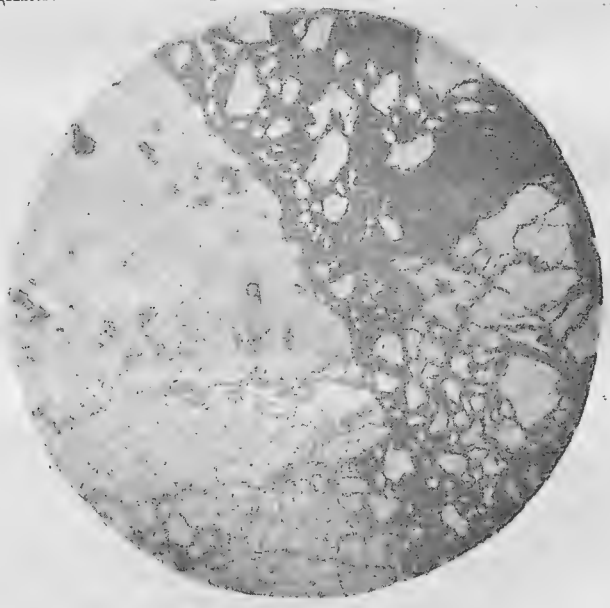
После окончания процессов метаморфизма толщи пород карбонатной свиты подвергались неоднократному уплотнению и раздроблению. Следы этих движений мы находим в виде ряда поперечных и продольных трещин, заполненных дайками габбро-диабазов и гранит-порфиров. Эти жильные породы прорезают также и вышележащие породы уральской свиты, но подавляющая их масса развита, главным образом, в пределах карбонатной свиты в долине р. Ай. Среди даек преобладают тела, имеющие длину 60—150 м и мощность 6—10 м. В отдельных случаях наблюдаются дайки длиной в 400 м при мощности 20 м. Новые подвижки вызвали новое уплотнение пород, возобновление и образование новых расколов, которыми воспользовались гранит-порфиры. Вероятно, в связи с имевшимся сильным сжатием пород кровли, дайки заполняют почти исключительно поперечные трещины с направлением СЗ 300—320° и СВ 50—80°. При полевых исследованиях неоднократно наблюдалось, что гранит-порфиры пересекают габбро-диабазы и, следовательно, являются более юными. Как в тех, так и в других жильных породах имеются ясные признаки смятия, говорящие о наличии еще более поздних движений. Эти многочисленные нарушения отразились и на породах карбонатной свиты, но выделить их среди всех других тектонических элементов не представляется возможным. С ними связаны те брекчии вторичных кварцитов и кварцево-серицитовых сланцев, которым подчинены скопления гидрогетитовых руд в месторождениях железа. В зонах раз-

дробления циркулировали поверхностные воды и откладывался рудный материал, заимствованный ими из окружающих пород (фиг. 24, 25).



Фиг. 24. Оруденелая брекчия вторичного кварцита (½, н. в.).

На примерах многих регионов хорошо известно, что гранитные интрузии при погружении их под кровлю дают в ней большое количество жильных образований цикла малых интрузий. Таким образом возникают те соотно-



Фиг. 25. Катаклазированный вторичный кварцит, пропитанный гидрогематитом (‖, увел. 25).
q — кварц, черное — гидрогематит

шения жильных пород и кровли, которые имеются в нашем случае и которые заставляют предполагать наличие на глубине невскрытой интрузии. С этим вполне согласуется и наблюдающийся мощный пиематолитический

метаморфизм пород карбонатной свиты, а также и то, что последний обусловил широкое развитие процессов биотитизации. Эти явления обыкновенно имеют место в недалеком расстоянии от контактов кровли с интрузивом.

2. Уральская свита

Породы уральской свиты пользуются большим распространением в восточной части района развития протерозоя. Среди свиты выделены две толщи. Нижняя представлена ставролит-гранатовыми слюдяными сланцами, а верхняя кварцитами, вероятно, пересланвающимися с мощными толщами слюдяных сланцев.

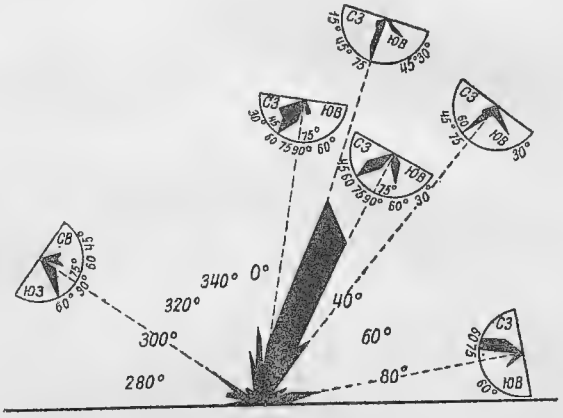
Ставролит-гранатовые слюдяные сланцы образуют мощную, сильно дислоцированную толщу, лежащую на породах карбонатной свиты. Они слагают наиболее высокие точки местности, представленные возвышенностями меридионального или северо-восточного простирания. В промежутках между ними в долинах ручьев и речек в размытых узких, но сильно сжатых антиклинальных зонах, выходят сланцы и мраморы карбонатной свиты. Таким образом, современное распространение ставролит-гранатовых слюдяных сланцев обусловлено характером тектоники пород и новейшим размывом. Наибольшее распространение сланцы имеют в северной части района. При движении на юг их широкие полосы расчленяются на более узкие синклинальные участки, и значительную роль приобретают породы карбонатной свиты. Такая картина залегания пород стоит в полном соответствии с погружением осей их складок в северном направлении.

В местности, лежащей к северу от железной дороги, имеются две полосы ставролит-гранатовых сланцев. Из них западная, шириной 2.5 км, протягивается от подножья хр. М. Таганай через горы Тесьминскую и Сорочью до железной дороги. Дальше к югу эта полоса обрывается, и из-под нее выходит толща нижележащих сланцев и мраморов. Восточная полоса на севере имеет ширину около 3 км и вблизи железной дороги даст небольшое западное, быстро выклинивающееся ответвление. Далее на юг сланцы тянутся вдоль подножия Александровской сопки, а за железной дорогой разбиваются на три второстепенные полоски, ширина которых колеблется от 0.5 до 1.5 км. Из них западная проходит через Уржумскую гору к р. Известковой, средняя — от ст. Уржумка к Филинскому руднику и восточная — вдоль западного склона Уральского хребта.

Кварциты верхней толщи уральской свиты развиты по восточной окраине, где они слагают вершины Уральского хребта и Александровской сопки. В зоне Уральского хребта имеются две полосы кварцитов. Одна, более широкая (около 500 м), приурочена к вершине хребта, другая расположена на правом берегу р. Каменки и отделена от первой широкой долиной. Обе полосы с востока срезаны под острым углом меридиональной тектонической линией, которая ограничивает область развития гранитов, и севернее железной дороги кварциты появляются на вершине Александровской сопки, после некоторого смещения (3 км) в западном направлении.

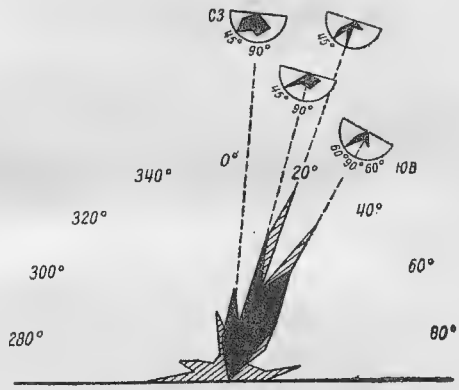
Простирание сланцеватости и вытянутость пород уральской свиты подчинены направлению СВ 10—30° (фиг. 26). В этом же направлении в породах отчетливо выражен штрекунг, сказывающийся на ориентировке всех компонентов сланцев под углами 10—15° к горизонту. В редких случаях этот угол достигает 20°, а кроме того имеются и юго-западные падения штрекунга, свидетельствующие о существовании его местных поперечных изгибов. Слоистость пород наблюдалась редко, так как их первоначальное сложение замаскировано процессами перекристаллизации, причем во всех случаях слоистость и сланцеватость пород совпадали. Слюдяные сланцы

сложены в крупные складки, осложненные второстепенной складчатостью и слоеностью. Последняя иногда подчинена двум пересекающимся направлениям, и тогда поверхности сланцеватости становятся волнистыми. На востоке района в толще кварцитов и сланцев мы наблюдаем крутые падения сланцеватости с углами падения СВ 60—75°. В центральных синклинальных структурах, сложенных ставролит-гранатовыми слюдяными сланцами, углы падения становятся более пологими (50—60°), но на ряду с ними встречаются и более крутые и еще более пологие (30—45°). Среди них преобладают северо-западные наклоны и, реже, встречаются северо-восточные (фиг. 27). На горе Тесьминской можно было наблюдать зоны с залеганием слоистости с углами падения около 15°. При движении к западному склону горы Тесьминской снова встречаются крутые юго-восточные падения.



Фиг. 26. Диаграмма трещин отдельностей для пород Уральской свиты.

Вопрос о более высоком стратиграфическом положении уральской свиты решается на основании ряда соображений. При описании карбонатной свиты было указано, что основание западного склона горы Сорочьей сложено мелкочешуйчатыми сланцами этой свиты вместе с подчиненными им мраморами. При этом на местности хорошо видно, как породы, не изменяя своего простирания, уходят под сланцы уральской свиты. В более восточных частях района породы этой свиты ложатся на верхние горизонты карбонатной свиты (силлиманит-слюдяные сланцы), и перед нами встает вопрос об их несогласном налегании. Приуроченность выходов карбонатной свиты к долинам, а также обилие в ней жильных магматических пород и значительно большая интенсивность верхнепалеозойского метаморфизма — все это говорит о более высоком стратиграфическом положении уральской свиты.



Фиг. 27. Диаграмма для ставролит-гранатовых слюдяных сланцев Уральской свиты.

1 — простирание сланцеватости, *2* — трещины отдельностей.

Исходя из общего погружения уральской свиты в северо-восточном направлении, следует предполагать, что в узких полосах, развитых на берегах р. Извездной, мы имеем ее нижние горизонты. Это положение подтверждается перемежаемостью выходов сланцев с породами подстилающей карбонатной толщи, а также наличием в них даек гранит-порфиров и габбро-диабазов. С другой стороны, следует учесть общее погружение ставролит-гранатовых слюдяных сланцев и в восточном направлении. В связи с этим в местности, прилежащей к Уральскому хребту, залегают более высокие горизонты толщи сланцев, которые обладают некоторыми литологическими особенностями.

Исходя из этих представлений, к нижним горизонтам свиты должны относиться выходы сланцев, расположенные между рр. Балашихой и Извездной, а также на севере района в горах Сорочьей и Тесьминской. Здесь породы являются не вполне однородными, что, несомненно, связано с неоднородностью первичного осадочного субстрата, за счет которого они возникли. Вместо типичных ставролит-гранатовых слюдяных сланцев встречается много выходов, явно сланцеватых, мелко- и среднезернистых, темносерых, часто узловатых пород с большим содержанием ставролита. В окрестностях старого Филинского рудника такие породы слагают возвышенности почти меридионального простирания, на продолжении которых к северу за р. Балашихой располагается гора Уржумка, а также ряд высот к востоку от нее. Эти положительные элементы рельефа сложены типичными ставролит-гранатовыми слюдяными сланцами.

Ставролитовые сланцы содержат ставролит в количестве от 30 до 60%. Иногда встречаются разности, почти целиком состоящие из черных, плотно прилегающих, линзовидных выделений этого минерала размером до 0.5 см. В узловатых разностях сланцев присутствуют скопления призматических кристаллов ставролита или их двойниковые сростки, длина которых доходит до 7 см. Ставролит погружен в кварцево-слюдяную сланцеватую зернистую массу, состоящую из кварца мусковита, биотита, иногда с примесью редких буровато-фиолетовых округлых трещиноватых зерен альмандина.

В составе пород констатированы кварц, биотит, мусковит, гранат, ставролит. Последующие процессы перекристаллизации обусловили возникновение хлоритоида, хлорита, турмалина и серицита. Степень перекристаллизации неодинакова. В одних случаях ставролит почти неизменен, в других нацело замещен хлоритоидом и серицитом.

Среди описанных пород констатированы узкие прослои *слюдяно-кварцитовых и слюдяных сланцев*, причем первые встречаются чаще. В виду плохой обнаженности мощность и длина этих прослоев не установлены. Во всяком случае ширина их выходов не превышает 20—30 м. Слюдяно-кварцитовые сланцы имеют светлосерую окраску. Они состоят, главным образом, из среднезернистой массы кварца, проросшей листочками мусковита и биотита. Слюда распределена в породах неравномерно и обогащает отдельные полосы. Последние имеют более темную окраску при наличии биотита и более светлую при преобладании мусковита. Изредка встречаются выделения фиолетового граната размером до 0.5 см. Гранат распределен неравномерно, и его зерна обогащают отдельные прослои. Слюдяные сланцы сильно рассланцованы и также содержат немного граната и ставролита. Под микроскопом в их составе наблюдаются следующие минералы: кварц, мусковит, биотит, гранат, силлиманит, ставролит, магнетит, хлорит и серицит. Породы обладают порфиробластической структурой, содержат большие выделения граната и силлиманита. Последние почти не сохранились, так как на их месте образуются мелкие зерна почти бесцветного ставролита второй генерации, погруженные в мелкочешуйчатый аггрегат мусковита и серицита. Слюдяно-кварцитовые или кварцитовые сланцы состоят на 85—90% из кварца. Слюды и гранат составляют незначительную примесь. Гранобластическая масса несет следы перекристаллизации с образованием участков и полос тонкозернистых аггрегатов кварца, которым подчинены удлиненные скопления серицита, образовавшиеся на месте первичных слюд: биотита и мусковита.

Более высокие горизонты нижней толщи уральской свиты представлены типичными ставролит-гранатовыми слюдяными сланцами. Они характеризуются неравномерным распределением минералов и разнообразием текстурных признаков. Преобладающими породами являются крупнозернистые серые, реже слегка желтоватые, то сравнительно массивные, то сильно рассланцованные и тонко сплоенные сланцы. В составе пород обращает

внимание присутствие фиолетовых или буроватых порфиробластов альмандина. Особенно хорошо становится заметным гранат на поверхностях выветривания, где к нему в редких случаях присоединяются черные или слегка коричневатые призматические кристаллы ставролита. Оба эти минерала нередко придают сланцам узловатый характер.

Сланцеватость в породах выражена неодинаково. Плоскости сланцеватости неровные, бугорчатые, что обусловлено обдавливанием минеральной массы пород около порфиробластов. Основная масса сланцев состоит из светлосерого, реже белого или слегка желтоватого кварца, пророшего большим количеством пластинок слюды. Последняя представлена серебристо-белыми листочками мусковита и почти черными или коричневатыми чешуйками биотита размером до 3 мм. Основная масса пород то однородна, то листоватые минералы образуют в ней узкие полосы скоплений, вытянутые по сланцеватости. Обе слюды находятся в таком тесном срастании, что их скопления обладают общей серой, а иногда зеленоватой окраской, обусловленной присутствием хлорита, образовавшегося по биотиту. Наконец, в составе сланцев часто наблюдаются мелкие (1—2 мм) черные призмы турмалина, рассеянные в массе сланцев или образующие небольшие скопления. Количественный минералогический состав основной массы сланцев непостоянен. Так, породы горы Тесьминской богаче кварцем, чем сланцы горы Сорочьей, причем окраска таких разностей становится более светлой. В сланцах горы Сорочьей кварц заметен плохо, так как их основная масса состоит, главным образом, из слюд и хлорита. Порфиробласты граната образуют выделения размером до 5 мм и реже до 1 см. Окраска альмандина фиолетовая, иногда красно-бурая. Более мелкие выделения граната обыкновенно тесно связаны с основной массой, в то время как в крупных она имеет округлую форму, и изредка в них можно различать грани додекаэдра. Альмандин распределен в породах неравномерно, образуя вдоль сланцеватости узлы, а также обогащенные полосы шириной до 3 см.

Ставролит в основной массе заметен плохо. Его присутствие можно подозревать в небольших (до 5 мм) темносерых или черных узлах. Еще реже можно различить его черные или буровато-черные короткие зерна. Выделения ставролита обладают плохо выраженной спайностью и часто расплывчатыми контурами, благодаря тому, что за их счет образуется ряд других минералов. Как показывает микроскопическое изучение пород, ставролит в них в большинстве случаев замещен хлоритоидом. Присматриваясь к излому пород, мы действительно можем заметить, что в темносерых узлах, где можно было бы предполагать развитие ставролита, на самом деле часто развит аггрегат различно ориентированных мелких до 0.5 мм зеленовато-черных табличек хлоритоида. Количество граната и ставролита в сланцах весьма непостоянно. Наиболее распространенные разности пород содержат альмандин до 5%. Реже встречаются обогащенные прослои с содержанием граната 10—15%. Количество ставролита в породах в среднем колеблется около 15%. Вследствие исчезновения граната и увеличения содержания ставролита мы наблюдаем переходы к ставролитовым сланцам.

Породы, обогащенные ставролитом, развиты вдоль западного и восточного склонов гор Сорочьей и Тесьминской. В них местами наблюдаются его большие призмы и двойниковые сростки по (232) размером до 5 см. Такие же ставролитовые разности развиты в 3 км к юго-востоку от разъезда Таганай между железной дорогой и Уральским хребтом, где они залегают среди крупнозернистых, ставролит-гранатовых слюдяных сланцев и содержат заметные количества турмалина. Среди пород Сорочьей и Тесьминской могут быть отмечены разности, обогащенные графитом, а также редкие и тонкие прослои слюдяных и кварцитовых сланцев.

К северу от горы Тесьминской сланцы в общем сохраняют тот же характер, что и южнее, но местами в них становятся незаметными то ставролит,

то гранат. Следует отметить, что в выходах сланцев тесьминской полосы, расположенных в 1 км к юго-западу от южного окончания хребта Таганай, простирание их сланцеватости СВ 40° ∠ 70° СЗ. Кварциты хребта М. Таганая и ставролит-гранатовые слюдяные сланцы, развитые на западном склоне последнего, имеют простирание СЗ 320—355° ∠ 40° ЮЗ. Таким образом, здесь между породами двух соседних полос существует несогласие в направлении простирания. Вдоль границы тянется широкий лог в направлении СЗ 355°.

Весьма сходны с породами горы Сорочьей сланцы, слагающие гору Уржумскую. Мы отметим для них находки радиально-лучистых сростков силлиманита, достигающих в поперечнике до 1.5 см. Среди пород также встречаются тонкие прослои слюдяно-кварцитовых сланцев.

С приближением к кварцитовой зоне Уральского хребта и Александровской сопки сланцы становятся местами более крупнозернистыми, содержат большее количество кварца и несут признаки интенсивной перекристаллизации. На внешний вид это зеленовато-серые породы, состоящие из зернистой основной массы, в состав которой входят кварц, мусковит, биотит и хлорит. В этой массе выделяются округлые выделения альмандина размером до 5 мм. Количество граната в породах непостоянное и иногда очень невелико. То же надо сказать относительно ставролита. В одних случаях его много; но иногда, при замещении табличками хлоритоида, он становится незаметным.

Обогащение сланцев кварцем приводит к появлению пород переходного типа. Это те же сланцы, но в их строении значительную роль играет кварц. Он распределен неравномерно и обогащает отдельные полосы, пророшие небольшим количеством листоватых минералов. Дальнейшее увеличение содержания кварца приводит к образованию прослоев слюдяно-кварцитовых, кварцитовых сланцев и кварцитов. Мощность этих прослоев колеблется от 50 до 200 м. Они встречены в 1 км к западу от южного окончания Александровской сопки, на правом склоне долины р. Балашихи, вблизи первого поворота долины на запад и в верховьях р. Известной. Очевидно, что к этой приуральской полосе пород уральской свиты относятся также сланцы и кварциты хребта М. Таганай. В таком случае последние следует рассматривать как мощный, около 300 м, прослой, подчиненный ставролит-гранатовым слюдяным сланцам.

На местности кварциты и кварцитовые сланцы образуют скалистые выходы высотой до 10 м или их обнажения представляют развалы глыб, приуроченные к повышенным элементам рельефа. Окраска слюдяно-кварцитовых сланцев и кварцитовых пород светлосерая, иногда белая. Они состоят из мелко- или среднезернистого аггрегата зерен кварца, пророшего очень небольшим количеством листоватых минералов. Кварциты иногда массивны и имеют сливной характер. Они переслаиваются с рассланцованными разностями и содержат узкие (1—2 м), прослои слюдяно-кварцитовых сланцев, отличающихся содержанием листочков биотита и хлорита. В них иногда наблюдались небольшие округлые выделения альмандина, образующие узлы, оттеняемые кварцевой массой пород. Из других минералов отметим присутствие вдоль отдельных плоскостей сланцеватости безразлично ориентированных мелких (до 1 мм) черных призм турмалина.

В составе *ставролит-гранатовых слюдяных сланцев* обнаружены следующие минералы: кварц, биотит, мусковит, силлиманит, кианит, стаьролит, гранат, хлоритоид, графит, рутил, ортит, циркон, турмалин, магнетит, пирит, цоизит, серицит и хлорит.

Химическое исследование *граната* из слюдяно-ставролит-гранатовых сланцев Иссыльского месторождения показыьает, что минерал по составу отвечает альмандину. [1]

[1] Лаборатория ВИМС, аналитик В. П. Мишин.

SiO_2	37.75	CaO	2.05
TiO_2	0.15	$Na_2O + K_2O$	0.15
Al_2O_3	20.63	H_2O^+	0.03
Fe_2O_3	1.45	H_2O^-	0.08
FeO	35.12	P_2O_5	0.06
MnO	0.52	S	0.01
MgO	2.74		
		Сумма	100.34

Присутствие в анализе небольших количеств щелочей и воды объясняется наличием в минерале тонких прорастаний слюд. Перечисление анализа на молекулярный состав дает следующие результаты: альмандин 81.4%, пироп 11.3%, спессартин 1.3%, андрадит 4.5%, гроссуляр 1.5%.

Ставролит-гранатовые слюдяные сланцы горы Иссыл залегают в системе Уральского хребта и являются северным продолжением выходов пород уральской свиты. В указанном химическом анализе следует отметить незначительное содержание MnO. По мнению ряда исследователей (Полканов, 1935; Харкер, 1937, 62, 63, 66), альмандин вообще образуется в высокометаморфную стадию, причем содержание в нем MnO тем меньше, чем выше степень метаморфизма.

В том же месторождении мною был отобран для анализа *хлоритоид*, развитый около тонких полос кварца, в виде довольно крупных (до 5 мм), зелено-черных табличек. Его исследование дало следующие результаты:[1]

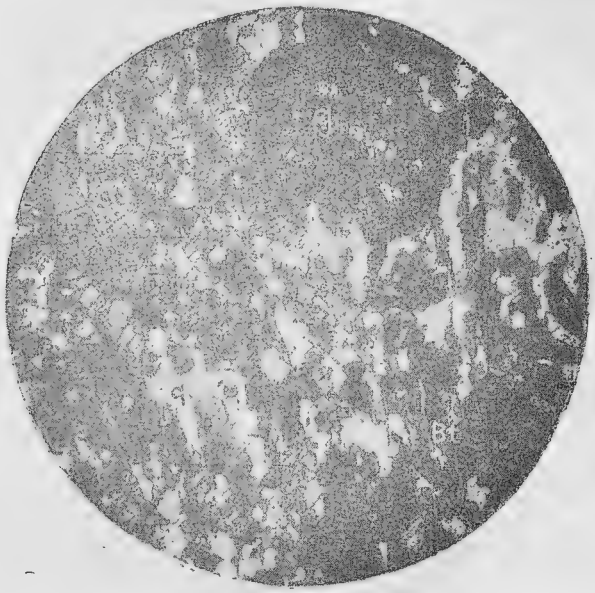
SiO_2	24.61	CaO	0.04
TiO_2	0.40	Na_2O	0.08
Al_2O_3	41.03	K_2O	0.07
Fe_2O_3	1.54	H_2O^+	6.70
FeO	23.24	H_2O^-	0.08
MnO	0.14	S	0.06
MgO	2.41		
		Сумма	100.40

Состав иссыльского хлоритоида близок к теоретическому (SiO_2—23.72%, Al_2O_3—40.71%, FeO—28.46%, H_2O—7.11%).

Породы несут ясные признаки перекристаллизации, но последняя проявляется не с одинаковой интенсивностью. Преобладающими минералами являются кварц и мусковит. Значительная роль принадлежит ставролиту, гранату, силлиманиту и хлоритоиду, остальные минералы развиты в подчиненных количествах. В более сохранившихся разностях основная масса пород обладает ясной сланцеватостью и состоит из слюд и кварца, на фоне которых резко выделяются порфиробласты ставролита и граната, причем, как и всегда, последний, сравнительно со ставролитом, пользуется меньшим распространением (фиг. 28). В перекристаллизованных разностях сланцеватое строение становится менее заметным, так как слагающие их минералы не имеют строгой ориентировки. Помимо того, менее резкими становятся границы у порфиробластов вследствие замещения их вторичными минералами.

Процессы перекристаллизации выразились в новообразовании биотита, рутила, ортита, циркона, мусковита, хлоритоида, цоизита, серицита, хлорита, кварца и рудных минералов. Новообразовавшиеся слюды часто развиты вкрест сланцеватости. Из них биотит содержит включения рутила, ортита и циркона (фиг. 29, 30). Хлоритоид присутствует в значительном количестве, развиваясь по ставролиту, который нередко замещен им целиком. Гранат иногда подвергается замещению биотитом и мусковитом. На месте силлиманита возникают скопления бесцветной слюды. Турмалин

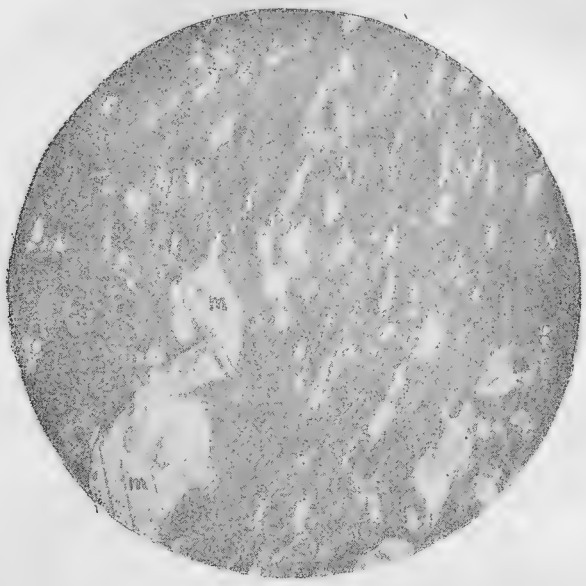
[1] Лаборатория ВИМС, аналитики Е. А. Рубинштейн, И. И. Ромм, А. П. Бочарова.



Фиг. 28. Ставролит-гранатовый слюдяной сланец (+, увел. 25).
g — гранат, st — ставролит, q — кварц, bt — биотит.

очень часто наблюдается в ассоциации с хлоритоидом. Широко развиты в сланцах процессы хлоритизации и обесцвечивания биотита обеих генераций. Серицитизация захватила сохранившиеся обрывки ставролита и затронула также гранат и хлоритоид. Мелкочешуйчатые аггрегаты серицита возникли на месте листочков биотита I и мусковита I (фиг. 31). Среди скоплений серицита присутствует турмалин, пирит и редкие зерна цоизита.

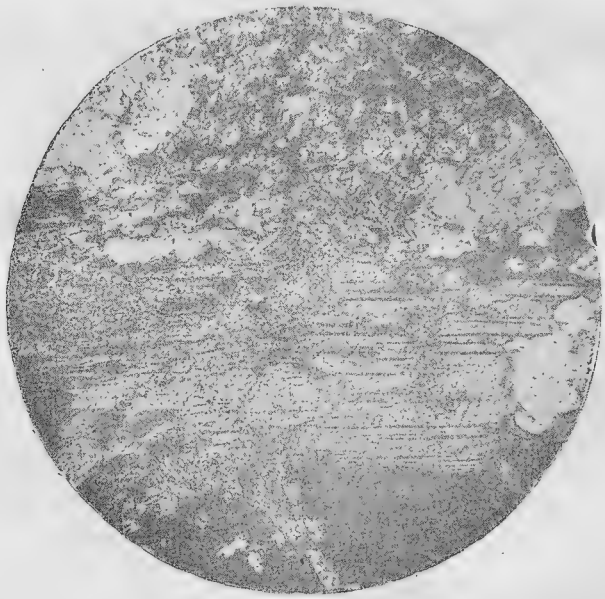
Фиг. 29. Ставролит-гранатовый слюдяной сланец (+, увел. 25). Скопления листочков биотита (bt) второй генерации, растущих вкрест сланцеватости.



Фиг. 30. Ставролит-гранатовый слюдяной сланец (+, увел. 25). Характер развития мусковита второй генерации.

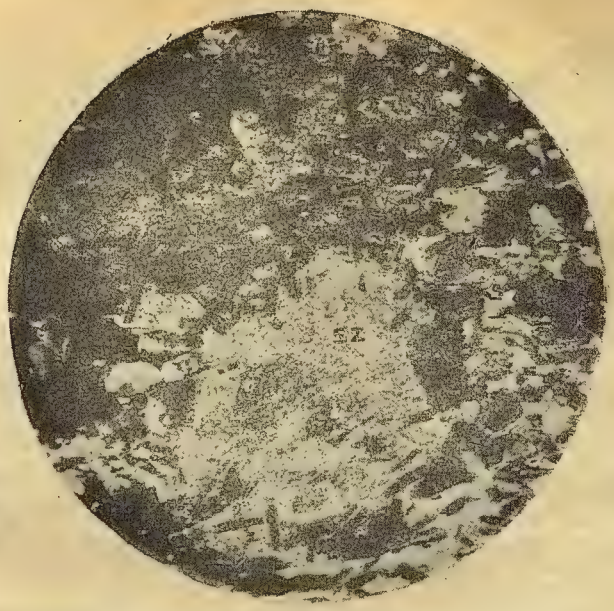
m — мусковит

Иногда наблюдались тонкие прожилки мелкозернистого кварца, содержащие чешуйки серицита и хлорита. Последующие динамические нарушения в сланцах выразились в волнистом угасании кварца, изогнутости листочков слюд и раздроблении порфиробластов. Таким образом, до перекристал-



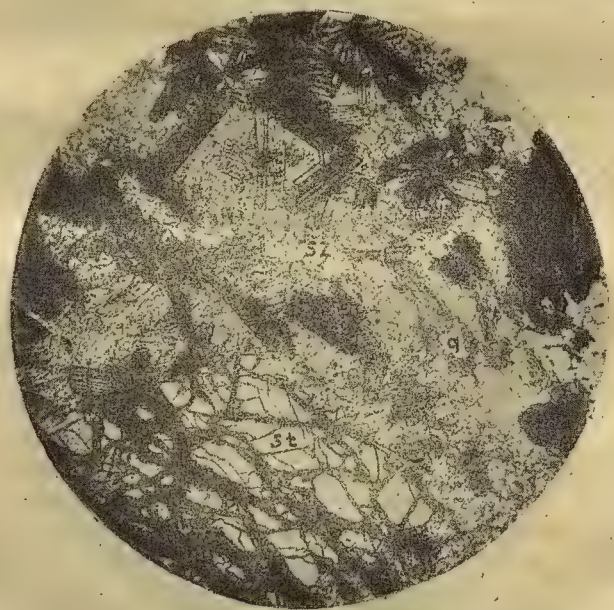
Фиг. 31. Ставролит-гранатовый слюдяной сланец (+, увел. 25). Замещение мусковита I—серицитом.

m — мусковит, sz — серицит



Фиг. 32. Ставролит-гранатовый слюдяной сланец. На фотографии видны мелкочешуйчатые аггрегаты серицита и вытянутые таблицы хлоритоида, образовавшиеся на месте больших зерен ставролита (+, увел. 25).

zs — серицит, q — кварц.



Фиг. 33. Ставролит-гранатовый слюдяной сланец. Образование хлоритоида и серицита за счет ставролита (+, увел. 25).

st—ставролит, sz—серицит, ot—хлоритоид, q—кварц.

лизации в состав сланцев входили кварц, мусковит, биотит, силлиманит, ставролит, гранат и графит. В высокотемпературную пневматолитическую стадию произошло образование хлоритоида, биотита, мусковита, рутила, ортита, циркона и турмалина. Позднее имело место появление серицита, хлорита, цоизита и пирита. В этом списке минералов мы находим знакомые черты пневматолитических процессов, описанных для сланцев карбонатной свиты. Появление цоизита следует рассматривать как отголосок тех реакций метаморфизма, которые имели место при прохождении растворов через подстилающую карбонатную свиту, но привнос окиси кальция был ничтожен.

Таким образом, петрографическое изучение сланцев уральской свиты показывает, что они пережили два этапа метаморфизма, причем более поздний этап сопровождался перекристаллизацией пород. Действительно,

Фиг. 34. Участок зерна ставролита, замещенный серицитом и хлоритоидом (+, увел. 80).
ot — хлоритоид, sz — серицит.

присматриваясь к сложению ставролит-гранатовых слюдяных сланцев, мы во всех случаях можем обнаружить в них минералы второго поколения. Кроме мелколистоватого мусковита, входящего в состав основной массы, в сланцах присутствуют листочки, а иногда и пачки мусковита размером до 1 см. Последний по отношению к сланцеватости ориентирован безразлично и часто ее пересекает. Эти секущие таблички мусковита, благодаря серебристому блеску, хорошо заметны в поперечных расколах сланцев. Количество вторичного мусковита в породах неодинаковое, но иногда отдельные зоны пород оказываются им обогащенными. Помимо появления в породах мусковита II мы имеем в них еще ряд новообразований, связанных с перекристаллизацией. Так, на месте ставролита возникает светлосерая мелкочешуйчатая масса серицита и хлорита (по биотиту), иногда проросшая табличками хлоритоида (фиг. 32, 33, 34). В других случаях образовался только мусковит и хлорит или хлоритоид. Аналогичные мелкочешуйчатые аггрегаты мусковита и серицита замещают силлиманит, а иногда и гранат, причем выделения последнего приобретают непонятную

с первого взгляда зеленоватую окраску. В некоторых выходах альмандин почти целиком замещен биотитом.

На северо-востоке района встречались осветленные разности сланцев, в которых основная масса замещена мелкочешуйчатыми скоплениями мусковита, содержащими пачки более крупных листочков того же минерала. Перекристаллизации подверглись и первичные слюды, на месте которых образовались мелкочешуйчатые скопления серицита. Кварц наиболее перекристаллизованных участков пород подвергся раздроблению и стал мелкозернистым. Все эти явления сопровождались привносом мусковита II, биотита II, ортита, циркона, турмалина, а иногда и полевых шпатов. Эта ассоциация минералов говорит о пневматолитическом характере метаморфизма второго этапа. Его конечные стадии характеризуются гидротермальными явлениями, к которым относится широко распространенная в породах серицитизация, хлоритизация и обесцвечивание биотита.

Все превращения отразились на ставролит-гранатовых слюдяных сланцах не в одинаковой степени. Наиболее перекристаллизованными, а изредка и фельдшпатизированными, оказываются породы в полосе к западу от Александровской сопки; однако и в остальных частях района также встречаются выходы сильно измененных пород. Различная степень перекристаллизации сланцев должна быть объяснима тем, что не все участки сланцев оказались одинаково доступными для пневматолитических агентов. Несомненно, что проникновению последних способствовали динамические нарушения.

Довольно постоянным элементом горных пород являются *кварцево-мусковитовые* и *альбит-кварцевые прожилки*. Последние совершенно аналогичны тем, которые наблюдались среди пород карбонатной свиты, где они генетически связаны с развитием пегматитового процесса. Прожилки отмечают те зоны, вдоль которых происходила наиболее свободная циркуляция гидро-пневматолитических растворов. Выходы кварцево-полевошпатовых жил не редки, особенно в сланцах, прилегающих с запада к кварцитам Александровской сопки. Жилы залегают в них вдоль сланцеватости. Мощность их колеблется от 5 см по 2 м. По простиранию некоторые из них прослежены до 100 м. Кварцево-полевошпатовые жилы состоят из среднезернистой массы стекловидного кварца и белого альбита, проросшей тонкими чешуйками мусковита. В этой массе, кроме того, присутствуют большие листочки биотита и пачки мусковита. В некоторых жилах породы являются порфировидными, так как среди кварцево-полевошпатовой массы имеются большие тонко-сдвойникованные таблицы альбита размером до 1.5 см. Границы прожилков то резкие, то расплывчатые. В последнем случае прилегающие породы подвергаются фельдшпатизации, постепенно исчезающей по мере удаления от прожилков. Иногда в жилах имеются небольшие жеоды, стенки которых покрыты мелкими друзами призматического кварца. Мощность кварцево-мусковитовых прожилков обычно не превышает 10 см. Они также развиты вдоль сланцеватости пород, имеют небольшую длину, а иногда образуют скопления мелких линз. Границы прожилков резкие, но чаще расплывчатые, и тогда прожилки как бы растворяются в массе сланцев. При этом в их зальбандах происходит окварцевание окружающих пород с развитием на их месте плотных кварцевых аггрегатов, проросших различно ориентированными пачками крупных таблиц мусковита.

Окварцованные участки сланцев теряют сланцеватую текстуру, или она сохраняется очень слабо; они пронизаны нерезко отграниченными потоками светлосерого, водяно-прозрачного трещиноватого кварца, в которых наблюдаются пачки больших (до 1 см) листочков розоватого мусковита. Отдельные зерна кварца достигают до 5 мм величины. Количество пачек

мусковита, прорастающих кварц, непостоянно, но иногда очень велико. Кроме него в жилах появляется коричневато-черный биотит, образующий сростки с белой слюдой. Между зернами кварца иногда присутствуют мелкочешуйчатые аггрегаты мусковита. Весьма характерной составной частью прожилков является турмалин, образующий смоляно-черные призмы длиной до 5 мм. Вдали от прожилков в массе сланцев турмалин образует мелкие призмы и иглы, иногда дающие небольшие скопления. Около прожилков сланцы прорастают очень большим количеством мусковита. С удалением от них содержание последнего падает. Наиболее вероятно считать, что указанные кварцево-полевошпатовые и кварцево-мусковитовые жилы одновременны с перекристаллизацией сланцев.

Верхняя толща уральской свиты представлена мощным, около 300—400 м, горизонтом *кварцитов*, развитым вдоль вершины Уральского хребта и на Александровской сопке. На высокое положение в разрезе кварцитов указывает то, что они нигде не соприкасаются с породами карбонатной свиты и всегда отделены от них широкими зонами развития ставролит-гранатовых слюдяных сланцев. На Уральском хребте среди кварцитов встречаются прослои слюдяно-кварцитовых и, реже, ставролит-гранатовых слюдяных сланцев. На перечисленных возвышенностях кварциты образуют громадные скалистые выступы высотой от 20 до 100 м, основание которых погребено под осыпями больших глыб. Особенно мощные осыпи мы наблюдаем на склонах Александровской сопки, представляющих непрерывные скалистые обнажения. В Уральском хребте осыпи кварцитов развиты в значительно меньшей степени; оба склона хребта пологи, покрыты лесом, лишены обнажений, и на поверхности встречаются отдельные глыбы и обломки кварцитов.

В зоне Уральского хребта имеются две полосы кварцитов. Одна, более широкая, приурочена к вершине хребта, другая расположена на правом берегу р. Каменки и отделена от первой ее широкой долиной. Русло реки завалено обломками и большими глыбами кварцитов. Эти условия залегания кварцитов можно объяснить по-разному. Или здесь кварциты слагают широкую (около 2 км) размытую полосу, или р. Каменка приурочена к мощной толще слюдяных сланцев, отделяющей обе толщи кварцитов. В пользу последнего толкования говорят находки коренных выходов слюдяных сланцев сейчас же к востоку от вершины Уральского хребта. Обе полосы кварцитов можно толковать как два прослоя или как крылья одной синклинальной складки. Исходя из общих геологических соображений, первое предположение мне кажется более вероятным. С востока обе полосы кварцитов срезаны под острым углом меридиональной тектонической линией, которая ограничивает область развития гранитов Сыростанского массива.

Восточная полоса кварцитов появляется снова к северу от железной дороги, где граница гранитного массива отходит на восток, при этом между Александровской сопкой и этими кварцитами располагается широкая долина. Из данных карты следует, что полосы кварцитов, расположенные к северу от железной дороги по отношению к аналогичным полосам южной половины района, являются смещенными к западу. Это, как мы увидим ниже, вероятно, стоит в связи с предполагающимся здесь поперечным нарушением.

Что касается условий залегания кварцитов М. Таганая, то они представляют мощный прослой среди ставролит-гранатовых слюдяных сланцев. Кварциты обладают простиранием СВ 10—30° и крутыми углами падения СЗ 50—70°. Лишь в двух случаях в них наблюдались местные крутые северо-восточные падения. В породах также можно было видеть линейную вытянутость компонентов в направлении СВ с углами погружения 10—15°. Реже встречался юго-западный штрекунг с теми же углами наклона.

Кварциты разбиты многочисленными трещинами, образующими плитняковую, а иногда кубическую отдельности. Главная масса кварцитов представлена средне- реже мелкозернистыми белыми, желтоватыми, иногда розоватыми сланцеватыми разностями. Наличие сланцеватой текстуры подчеркнуто соответствующей ориентировкой редких листочков слюд. Реже среди кварцитов встречаются массивные крупнозернистые сливные разности, лишенные примеси листоватых минералов (фиг. 35). Породы состоят почти исключительно из зерен прозрачного кварца размером до 4 мм. Очень часто кварциты неравномерно зернисты, и тогда в их более мелкозернистой массе можно видеть редкие округлые или линзовидные крупные зерна. К кварцу в породах присоединяются в небольшом количестве чешуйки мусковита и биотита. Последний, обычно, хлоритизирован, благодаря чему

Фиг. 35. Кварцит (Уральский хребет) (+, увел. 25).

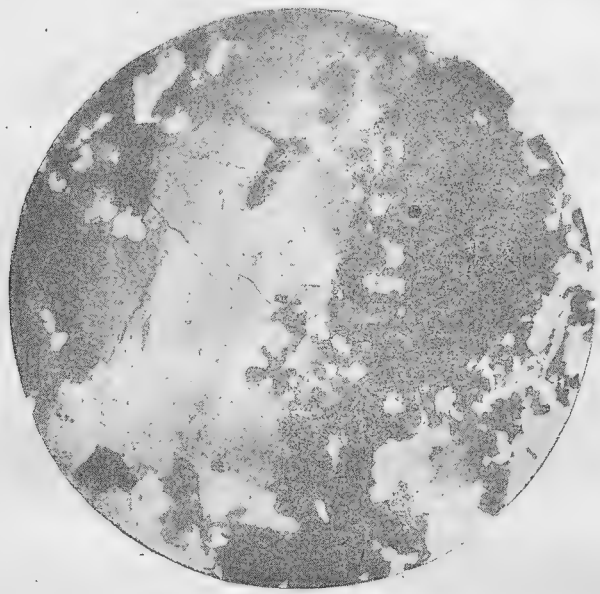
в окраске пород появляются слабозеленоватые оттенки. Размер листочков этих минералов не превышает 2 мм. Распределение слюды и хлорита неравномерное. На ряду с разностями, в которых они незаметны, встречаются прослои, обогащенные ими, причем переходы между этими типами пород постепенные.

Среди кварцитов на вершине Уральского хребта и хребта М. Таганая встречаются разности с небольшой примесью полевого шпата. Обычно они мелкозернисты, сильнее рассланцованы, содержат редкие мелкие зерна розоватого микроклина и отличаются большим содержанием мусковита и биотита. Слюда в этих породах тонкочешуйчатая и размер ее листочков измеряется долями миллиметра. На юге района среди кварцитов наблюдались прослои светлосерых, ставролит-гранатовых, слюдяных и слюдяно-кварцитовых сланцев. Последние иногда образуют полосы шириной до 1 м, связанные переходами с типичными кварцитами. В составе сланцев присутствуют кварц, мусковит, биотит и хлорит. Биотит от хлоритизации сохраняется лишь в отдельных участках. Среди сланцев по цвету можно выделить более светлые зеленовато-серые разности, содержащие мусковит и хлорит, и более темные, отличающиеся присутствием биотита.

Слюдяные сланцы, встреченные к востоку от вершины Уральского хребта, представлены светлыми, зеленовато-серыми, сильно рассланцованными по-

родами, состоящими из большого количества мусковита, хлоритизированного биотита, кварца с небольшой примесью ставролита и граната.

Сланцы и кварциты нередко несут признаки раздробления и перекристаллизации. В этих случаях в них возникает плойчатость, сопровождающаяся искривлением плоскостей сланцеватости и появлением тонких трещинок, по которым происходит затирание листочков мусковита и хлорита. В других случаях в кварцитах появляются зоны смятия и рассланцованности, отмеченные развитием кварцитовых сланцев, к которым иногда приурочены кварцево-мусковитовые и кварцевые прожилки. К этому следует добавить, что на поверхности раздробления и отдельностей иногда развивается редкая вкрапленность пирита, а также скопления и розетки мелких игл черного



Фиг. 36. Явления перекристаллизации в кварцитах Уральского хребта (+, увел. 25).

турмалина. Последний минерал иногда различим и в массе кварцитов. Таким образом, толща кварцитов, как и подстилающие их ставролит-гранатовые слюдяные сланцы, несет признаки интенсивных динамических нарушений и перекристаллизации, которая сопровождалась привносом турмалина и пирита. Картина перекристаллизации пород видна также под микроскопом и характеризуется раздроблением первичных больших зерен кварца с образованием на его месте мелкозернистых аггрегатов, среди которых иногда присутствует турмалин (фиг. 36).

Определение природы исходного материала, из которого образовались кристаллические сланцы, в большинстве случаев представляет одну из трудных задач. В изучаемых нами породах, благодаря полной перекристаллизации этого материала, не сохранилось реликтов структуры исходной породы, которые могли бы послужить ключом к их пониманию. То же можно сказать и относительно текстуры описанных сланцев. Слоистое сложение пород удавалось наблюдать изредка, в большинстве же случаев приходилось отмечать сланцеватость. Указанные текстурные признаки и частые переходы различных типов сланцев друг в друга являются характерными для пород осадочного происхождения. Еще более надежным критерием, подтверждающим осадочное происхождение наших кристалличе-

ских сланцев, является их состав, так как минеральные превращения, которые происходят при метаморфизме, зависят прежде всего от первоначального состава пород и затем уже от типа метаморфизма, которому они были подвергнуты. Минералогический состав группы слюдяных сланцев указывает, что первоначально они представляли типичные глинистые осадки с примесью песчаного материала. Об этом же свидетельствуют и данные химического исследования ставролит-гранатового сланца из района горы Иссыл:[1]

SiO_2	55.31	Na_2O	0.20
TiO_2	1.05	K_2O^+	0.74
Al_2O_3	24.81	H_2O^-	1.37
Fe_2O_3	1.16	H_2O	0.08
FeO	13.74	P_2O_5	0.02
MnO	0.13	BaO	0.03
MgO	1.54	S	0.03
CaO	0.03		
		Сумма	100.24

Пересчет анализа по методу П. Ниггли дает следующие результаты: si=185.7, al=49, fm=48.8, c=0, alk=2.2, mg=7.6, c/fm=0. По этим данным порода попадает в I сечение тетраэдра в поле глинистых осадков.

Анализированная разность сланцев состоит из силлиманита, кианита, ставролита, альмандина и содержит небольшую примесь биотита, мусковита, хлоритоида и магнетита. Из других минералов констатированы хлорит, рутил, циркон и апатит.

Первоначальные глинистые осадки, за счет которых образовались ставролит-гранатовые сланцы, содержали большое количество Al_2O_3. Количество щелочей, вероятно, было больше, так как часть биотита подверглась хлоритизации. Указанный минералогический состав породы хорошо гармонирует с химическим. Несомненно, что образование в сланцах таких минералов, как силлиманит, кианит, ставролит и альмандин, могло иметь место при реакциях в условиях избытка Al_2O_3 и FeO и в присутствии OH. При этом, по А. А. Полканову (1935) и А. Харкеру (1937), эта ассоциация компонентов характерна для высоких стадий регионального метаморфизма и возникает в обстановке стресса, что вполне согласуется с пространственной ориентировкой большинства этих минералов. Правильно говорить здесь о средней по интенсивности стадии метаморфизма, отнюдь не связывая ее с представлением об абсолютной глубине, на которой происходило формирование пород. Кварц, присутствующий в сланцах в значительном количестве, мог образоваться за счет примеси кластического материала, а, с другой стороны, и в результате реакций, происходивших в глинистых осадках, при их метаморфизме.

Первоначальная толща песчано-глинистых отложений, за счет которых возникли сланцы, была весьма неоднородной, но преобладающая роль в ней принадлежала глинистым осадкам, содержавшим немногочисленные прослои кварцевых и глинистых песчаников. Глинистые осадки не являлись однородными. Те из них, которые содержали окислы железа в небольшом количестве, превращены в мусковитовые и двуслюдяные сланцы. Породы, содержавшие много Al_2O_3 и окислов железа, дали начало слюдяно-гранатовым и ставролит-гранатовым слюдяным сланцам. В верхней части свиты происходило обогащение осадков кластическим кварцевым материалом, которое привело к образованию мощных прослоев кварцитов. Выше последних вновь появляются слюдяные сланцы, но для построения этой

[1] Лаборатория ВИМС, аналитик И. Ромм.

части разреза фактических данных в нашем распоряжении нет. Наконец, мы имеем указания на присутствие в осадках органического вещества, давшего графит.

Сравнительно с породами карбонатной свиты сланцы и кварциты уральской свиты перекристаллизованы значительно слабее, и перед нами отчетливо видна картина ослабления пневматолитического метаморфизма при движении вверх. Для пород уральской свиты процессы перекристаллизации наиболее интенсивно затронули отдельные более нарушенные зоны. Признаки раздробления мы находим и в кварцитах, в их микроструктуре, в образовании зон смятия и пр., куда проникает турмалин и где образуются кварцево-мусковитовые прожилки. Привнос пневматолитическими агентами среди сланцев уральской свиты выражен слабее, но всегда сопровождается появлением турмалина. Фельдшпатизация сланцев почти отсутствует, но также широко, как и в породах карбонатной свиты, выражены метасоматические реакции замещения первичных минералов. К ним относятся следующие превращения: силлиманит и кианит переходят в серицит; альмандин —в хлоритоид, биотит и серицит; ставролит — в хлоритоид, биотит и серицит; биотит I — в хлорит, мусковит и серицит; мусковит I — в серицит.

Большая часть указанных превращений, за исключением слюд первой генерации, требует привноса K_2O и OH. Источником K_2O отчасти мог служить процесс хлоритизации первичного биотита, но он не может соответствовать масштабу развития слюд второй генерации.

Для ставролита весьма характерно замещение хлоритоидом. По А. Харкеру (1937, 226), эта реакция обратима и протекает как при прогрессивном, так и при регрессивном метаморфизме. Кроме того, хлоритоид в редких случаях образуется по альмандину. Хлоритоид замещается серицитом, биотит II превращается в хлорит. Появление в последние моменты процессов перекристаллизации минералов, характерных для эпизоны, свидетельствует о ретроградном метаморфизме.

Как мы видели, в сланцах карбонатной свиты наблюдаются в общем аналогичные процессы вплоть до признаков регрессивного метаморфизма. Масштаб пневматолитических процессов там значительно больший и они в отдельных зонах вызывают широкое развитие темных слюд второй генерации. В противоположность этому, в породах уральской свиты большим распространением среди слюд второго поколения пользуются бесцветные разности.

Близкие к нашим явления диафтореза недавно описаны Н. А. Елисеевым для кристаллических сланцев Алтая. Там тоже наблюдается замещение ставролита и граната биотитом, серицитом и хлоритом, причем указывается одновременное появление таких пневматолитических минералов как циркон, апатит и турмалин (Выдрин и Елисеев, 1933; 55; Елисеев, 1938, 227). Автор отмечает, что явления регрессивного метаморфизма в ставролит-гранатовых сланцах приурочены к контактам с пластовыми интрузиями пегматитов и объясняет их наличием щелочного метасоматоза. Кроме того, Н. А. Елисеевым выделена на Алтае серия сланцев-диафторитов, возникновение которых происходило в условиях интенсивного рассланцевания вблизи тектонической зоны (Выдрин и Елисеев, 1933, 65). Таким образом, алтайский пример может служить подтверждением того, что в развитии явлений регрессивного метаморфизма большую роль играют пневматолитические и дислокационные процессы.

Принимая во внимание минералы, образовавшиеся в ставролит-гранатовых слюдяных сланцах во время второго этапа метаморфизма (ортит, рутил, циркон, турмалин, цоизит, серицит, хлорит и пирит), мы можем сказать, что в это время имел место привнос не только щелочей и воды, но и таких окислов как ZrO_2, TiO_2, B_2O_3, CaO и H_2S, т. е. мы имеем ту же картину, что и в случае метаморфизма пород карбонатной свиты. Породы последней ме-

таморфизованы значительно более интенсивно, и щелочной метасоматоз (новообразование слюд) выражен там более резко. Обилие летучих, наличие легко изменяемых прослоев карбонатного материала вызвало широкое распространение реакций между веществом сланцев и мраморами. Можно думать, что там большая часть SiO_2 и щелочей, проникающих в прослои мраморов, была заимствована при прохождении летучих через толщу сланцев.

Растворы, проникшие в толщу пород уральской свиты, обладали меньшим запасом энергии и более низкими температурами, в связи с чем на облике пород сказывается в большей степени наличие низкотемпературных минеральных ассоциаций. Аналогичную картину мы видим и среди жильных пород. В сланцах уральской свиты не встречаются микроклиновые пегматиты. Сюда доходят альбит-кварцевые и кварцево-мусковитовые жилы, которые, как мы видели, в ряду жильного процесса, являются более низкотемпературными.

Таким образом, при движении от пород карбонатной в вышележащие толщи уральской свиты происходит ослабление шевматолитического метаморфизма и усиление роли гидротермального. Такие соотношения можно объяснить удалением от кровли, предполагаемой на глубине гранитной интрузии, с чем хорошо согласуется и явное уменьшение количества даек габбро-диабазов и гранит-порфиров в сланцах уральской свиты.

3. Изверженные породы и продукты их метаморфизма, развитые среди сланцев карбонатной и уральской свит

Амфиболиты

Среди магматических образований, пересекающих породы уральской свиты, мы должны выделить древние жильные габброидные инъекции, метаморфизованные вместе со сланцами и превращенные в амфиболиты. При описании карбонатной свиты была указана сильно дислоцированная дайка амфиболитов в выемке железной дороги. Эти габброидные инъекции прорезают обе толщи метаморфизованных осадочных пород и являются доказательством древней магматической деятельности. В связи с тем, что древние жильные породы сильно нарушены, они образуют среди сланцев небольшие изолированные выходы и встречаются на поверхности в виде скоплений обломков и глыб. Все это говорит об их небольшой мощности. Выходы амфиболитов и гранатовых амфиболитов наблюдались среди сланцев на склонах гор Тесьминской и Сорочьей и на южном окончании хребта М. Таганай. Наиболее крупные тела амфиболитов были обнаружены на правом берегу р. М. Тесьмы, недалеко от ее устья. Глубокий метаморфизм амфиболитов, благодаря которому не сохранилось реликтовых структур первоначальных пород, говорит о том, что они являются более древними, чем другие жильные породы района.

Петрографический облик амфиболитов довольно однообразен. Среди них можно выделить две разности: а м ф и б о л и т ы, не содержащие граната, и г р а н а т о в ы е а м ф и б о л и т ы. Независимо от этого выделяются более крупнозернистые и мелкозернистые разности. Преобладающими являются амфиболиты с гранатом, крупнозернистого сложения.

Амфиболиты представляют темнозеленые, почти черные, крупно- и неравномернозернистые породы со сланцеватой, нередко полосчатой текстурой. Иногда они смяты в мелкие складочки, хорошо заметные благодаря полосчатости. Главную массу амфиболитов составляют зеленочерные призмы и игольчатые выделения обыкновенной роговой обманки. Преобладающий размер ее призматических выделений 4—6 мм. Они обычно ориентированы по сланцеватости и образуют лучистые сростки. На ряду с ними

встречаются мелкие иголочки амфибола, измеряемые долями миллиметра. В сланцеватой массе, сложенной амфиболом, заметны светлые тонкозернистые участки, принадлежащие плагиоклазу и кварцу. На изломе пород наблюдаются частые выделения желтовато-розового или красноватого граната размером до 4 мм, нередко вытянутые по сланцеватости. Изредка зерна граната образуют небольшие скопления, также подчиненные сланцеватости. Такой характер имеет большинство развитых в районе амфиболитов.

В более крупнозернистых разностях этих пород, встреченных вблизи Куштумгинского тракта по правому берегу р. Черной, текстура принимает полосчатое сложение благодаря параллельному чередованию вытянутых в направлении сланцеватости полос амфибола шириной до 1 см, с линзовидными участками, образованными розоватым гранатом с большим количеством мелких зерен кварца.

Иногда полосчатая текстура амфиболитов образована чередованием полос амфибола и светлых участков, обогащенных кварцем. Такие разности амфиболитов были встречены на северном склоне горы Тесьминской.

Среди амфиболитов восточного склона горы Сорочьей встречаются равномерно- и мелкозернистые разности с более резко выраженной сланцеватой текстурой, с равномерным распределением роговой обманки, плагиоклаза и кварца и редким, ориентированным по сланцеватости, мелким гранатом. Изредка наблюдались амфиболиты, пропизанные сетью тонких кварцевых прожилков, располагающихся косо и параллельно по отношению к сланцеватости пород.

Амфиболиты состоят из роговой обманки (Ng:c=18—15°), плагиоклаза (лабрадор № 60—65), граната и кварца. Кроме того, в них присутствуют цоизит, иногда биотит и из акцессорных — титаномагнетит, титанит, апатит, ортит и пирит. Породы являются крупно- и неравномерно зернистыми. Доминирующую роль играет амфибол (около 60%), представленный большими выделениями. Плагиоклаз и кварц развиты в породах приблизительно в равных количествах (около 20%), хотя нередко кварц над полевым шпатом преобладает. В амфиболитах с южного склона горы М. Таганай встречены остатки моноклинного пироксена, сохранившиеся от замещения роговой обманкой. В редких случаях наблюдается образование биотита по амфиболу и гранату. Структура пород кристаллобластическая, гетеробластическая, а в присутствии граната порфиробластическая. На основании минералогического состава и условий залегания амфиболитов можно предполагать, что первоначальными породами, за счет которых они образовались, были дайки габброидного типа.

В составе амфиболитов мы видим кварц, минерал, чуждый габбро, появление которого следует объяснять тем, что при одновременном метаморфизме габбро и окружающих сланцев из среды последних имел место привнос SiO_2. Появление в амфиболитах биотита, ортита и пирита, возможно, связано с пневматолитическими процессами верхнего палеозоя.

Породы верхнепалеозойского интрузивного цикла

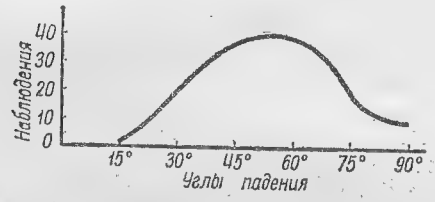
Верхнепалеозойские движения привели к осложнению складчатых структур, к широкому развитию пневматолитического метаморфизма и сопровождались вторжением гранитной магмы, давшей небольшую залежь Уржумского выхода, а также довольно обильную жильную серию.

Граниты Уржумского массива не обладают гнейсовидными структурами, не несут признаков интенсивного катаклаза и, следовательно, кристаллизовались после главных верхнепалеозойских движений.

Выше было указано, что ставролит-гранатовые слюдяные сланцы ложатся на различные горизонты карбонатной свиты, чем устанавливается их не-

согласное залегание. Одинаковый характер метаморфизма последних, однотипность прорезающих их магматических жильных пород верхнего палеозоя, говорят о том, что такие тектонические соотношения к этому моменту уже существовали. Если сопоставить степень сжатия сланцев обеих свит (фиг. 1 и 37), то мы находим существенную разницу. В пределах карбонатной свиты преобладают углы падения от 60 до 90°, тогда как в уральской свите превалируют падения от 45 до 60°. Этот факт особенно знаменателен в свете того, что слоистость и сланцеватость наших кристаллических сланцев совпадают.

Можно это явление объяснить дисгармоничной складчатостью послепротерозойского возраста, но тогда мы должны признать, что более поздние движения обусловили и геологическую структуру сланцев, что, при их степени перекристаллизации, является невероятным. Остается признать, что различная степень дислоцированности пород обеих свит отражает первичные причины, усложненные позднейшими движениями. Более вероятно, что еще до метаморфизма между обеими свитами имело место настолько резкое несогласие, что оно не было уничтожено при движениях, во время решающей фазы протерозойского метаморфизма. Позднейшие движения, в том числе и верхнепалеозойские, имели дело с механически неоднородной средой. В ней породы уральской свиты играли роль менее пластичного материала, в связи с чем, возможно, имели место межформационные скольжения по границе обеих свит. Все эти соображения приводят к выводу, что несогласное залегание свит обусловлено как первичными причинами, так и более поздними, связанными с фазой уральского верхнепалеозойского тентогенеза.



Фиг. 37. Диаграмма углов падения в породах Уральской свиты.

Среди пород, образование которых я отношу к верхне-палеозойскому интрузивному циклу, в пределах развития уральской и карбонатной свит выделены граниты и их жильная серия. Последняя представлена габбро-диабазами, кварцевыми диорит-порфиритами и гранит-порфирами. Условия залегания жильных пород в пределах карбонатной свиты были охарактеризованы выше.

Граниты

В долине р. Уржумки в 0.5 км к югу от станции того же названия располагается небольшой гранитный массив, образующий выход размером 700×400 м. На севере и западе границы гранитного массива совпадают с плохо обнаженной, заболоченной долиной рч. Уржумки. С востока и юга он граничит со ставролит-гранатовыми слюдяными сланцами уральской свиты и располагается согласно с общим направлением простирания последних. Граниты и окружающие сланцы прорезаны дайками гранит-порфира. Последние были встречены нами среди обломков сланцев вблизи массива, а также в виде развалов глыб в пределах самого гранитного поля.

Граниты Уржумского массива образуют на местности развалы больших глыб и крупных обломков. Они представлены светлыми желтоватыми и розоватыми неравномернозернистыми разностями массивного сложения и состоят из табличатых зерен желтоватых и белых полевых шпатов размером от 0.5 до 4 мм и стекловидного кварца, угловатые зерна которого имеют величину от 1 до 2 мм. Распределение полевых шпатов и кварца неравномерное. Наблюдаются участки, обогащенные полевыми шпатами или кварцем. Из темноцветных присутствует коричнево-черный биотит, обра-

зующий листочки размером 1—2 мм. Значительно чаще, чем биотит, встречается мусковит в виде серебристых, иногда зеленоватых листочков и чешуек размером от долей миллиметра до 2—3 мм. Слюда распределена в породах равномерно.

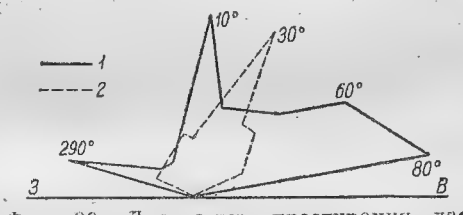
Среди двуслюдяных и биотитовых гранитов встречаются мусковитовые разности, содержащие редкую вкрапленность пирита.

Граниты нередко содержат прожилки среднезернистого прозрачного дымчатого кварца шириной до 0.5 см и бледнорозового мелкозернистого аплита мощностью до 1 см. Среди гранитов наблюдаются выходы серых плотных мелкозернистых гранит-порфиров. Выходы жильного белого кварца, встреченные среди гранитных развалов, указывают на присутствие кварцевых жил, выяснить условия залегания которых не представилось возможным.

В составе гранитов наблюдается альбит-олигоклаз, микроклин, кварц и биотит. Акцессорные представлены титанитом и магнетитом. Из вторичных присутствуют: мусковит, серицит и каолин. Породы являются неравномернозернистыми, и структуру их можно определить, как гипидиоморфнозернистую. Благодаря слабой обнаженности мы могли получить очень мало данных для выяснения внутреннего строения интрузивного тела и соотношений его с окружающими породами. Массив вытянут в северо-восточном направлении согласно с простиранием сланцев. Граниты залегают между породами уральской и карбонатной свит и являются, следовательно, межформационной интрузией. Отсюда вероятнее предполагать, что они воспользовались несогласием между свитами и проникли вдоль поверхности, по которой породы уральской свиты несогласно налегают на карбонатную. По общему облику граниты Уржумского массива аналогичны верхнепалеозойским гранитам Сыростана.

Габбро-диабазы

После остывания гранитов имели место подвижки, сопровождавшиеся раздроблением пород, и образовавшаяся система трещин оказалась заполненной лампрофировыми отпрысками, габбро-диабазами. Трещины и разломы иногда оказываются развитыми между участками пород, залегающими с явным несогласием и с явлениями скольжения (фиг. 10). Гранит-порфиры сравнительно с габбро-диабазами являются более широко распространенными. Оба типа жильных пород генетически связаны с гранитным очагом и принадлежат его циклу малых интрузий. Габбро-диабазы наиболее широко распространены среди пород карбонатной свиты и спорадически встречаются среди сланцев и кварцитов уральской свиты. Преобладающие размеры даек: длина 60—150 м, мощность 6—10 м; в отдельных случаях среди пород карбонатной свиты дайки достигают длины 400 м при мощности в 20 м.



Фиг. 38. Диаграмма простирания даек габбро-порфиритов.

1 — в породах карбонатной свиты, *2* — в породах уральской свиты.

Простирание даек в различных свитах различается направлением. В породах карбонатной толщи выделяются три направления простирания габбро-диабазовых внедрений (фиг. 38): 1) северо-восточное 10°, отвечающее направлению сланцеватости карбонатных пород, 2) северо-западное 290° и 3) северо-восточное 60—80°. Преобладающее простирание даек габбро-диабазов в породах уральской свиты отвечает простиранию сланцеватости этих пород и имеет направление СВ 30°, указывающее на внедрение

их по плоскостям сланцеватости. В редких случаях наблюдаются дайки, простирание которых соответствует хорошо выраженной отдельности ставролит-гранатовых слюдяных сланцев, СЗ 300°.

По внешнему облику габбро-диабазы представляют темнозеленые, массивные, реже сланцеватые, мелкозернистые породы, иногда имеющие порфировое строение. В последнем случае вкрапленники полевых шпатов хорошо различимы невооруженным глазом и достигают размеров до 0.8 см. Значительно реже встречаются рассланцованные габбро-диабазы.

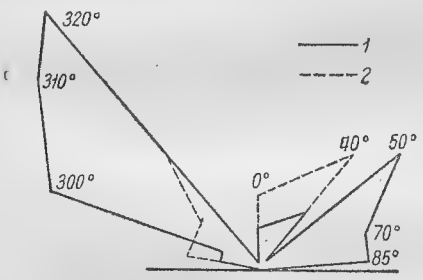
Под микроскопом в составе габбро-диабазов констатированы следующие минералы: плагиоклаз-лабрадор, пироксен-авгит, биотит, апатит, титано-магнетит, актинолит, вторичный альбит, эпидот, хлорит, пирит и серицит. Структура пород офитовая с резко выраженным идиоморфизмом плагиоклаза по отношению к пироксену.

В магматическую фазу кристаллизации произошло образование апатита I, лабрадора и авгита, а затем апатита II, биотита и титано-магнетита. В автогидротермальную фазу имеют место процессы актинолитизации, соссюритизации и хлоритизации. Иногда появляется пирит. Обращает внимание наличие примеси биотита, обычно замещающего авгит, и подвергающегося затем хлоритизации.

Кроме габбро-диабазов в районе горы Сорочьей встречаются редкие небольшие продольные дайки слюдяных *кварцевых диорит-порфиритов*, длина и мощность которых соответственно достигают 100 м и 5—6 м. В состав их входят плагиоклаз-андезин, кварц, биотит, апатит, мусковит и цоизит.

Гранит-порфиры

Среди пород карбонатной и уральской свит гранит-порфиры весьма распространены. Они образуют дайки, мощность которых обычно не превышает 10 м, но доходит иногда до 20 м. Наиболее часто встречающаяся длина даек 50—160 м, в отдельных случаях 400—700 м. Особенно густая сеть даек гранит-порфиров развита в породах карбонатной свиты. Простирание даек в различных свитах мало различается. В карбонатной толще, как правило, отсутствуют дайки по сланцеватости и хорошо выражены несколько направлений жил: СЗ 300 и 320° и СВ 50—85° (фиг. 39). В отдельных случаях наблюдались дайки, следующие по сланцеватости пород.



Фиг. 39. Диаграмма простирания даек гранит-порфиров.

1 — в породах карбонатной свиты, 2 — в породах уральской свиты.

Гранит-порфиры исследованного района были описаны Б. А. Успенским, как кварцевые порфиры и микрогранит-порфиры. По внешнему виду они довольно постоянны. Обычно они имеют вид массивных мелкозернистых пород, в светлосерой массе которых, состоящей из полевых шпатов, кварца, биотита и светлой слюды, содержатся порфировые выделения белых и розовых полевых шпатов и стекловидного кварца, достигающие размера до 3 мм. Иногда гранит-порфиры представлены очень плотными светлыми, желтоватыми тонкозернистыми разностями со слабо заметными редкими вкрапленниками тех же минералов. Изредка порфировые выделения принадлежат биотиту. Большей частью породы массивны, но иногда встречаются сланцеватые разности, несущие признаки позднейшего катаклаза. Среди мраморов, между рр. Есаулкой и Уржумкой, была встречена небольшая жила порфировидного мусковитового гранита, содержащего в боль-

ном количестве длинные иглы и призмы черного турмалина. Основная масса гранит-порфиров состоит из плагиоклаза, микроклина, кварца и биотита. Вкрапленники представлены плагиоклазом (альбит-олигоклаз, олигоклаз), кварцем, биотитом и, реже, микроклином. Из акцессорных присутствуют ортит, апатит, рутил, титанит, а из вторичных — мусковит, эпидот, серицит и хлорит. Рудные представлены пиритом.

Габбро-диабазы и гранит-порфиры иногда несут признаки позднейшего раздавливания и катаклаза. В габбро-диабазах эти явления обычно приурочены к краевым частям даек, где породы приобретают сланцеватое сложение и обильно пропикнуты хлоритом и содержат тонкие прожилки эпидота. В гранит-порфирах аналогичные явления наблюдаются значительно реже. Так, в выемке между 1959 и 1960-м километрами, а также в ряде выходов, расположенных среди пород карбонатной свиты южнее горы Сорочьей, краевые части даек гранит-порфиров оказываются рассланцованными, серицитизированными, содержат вкрапленность лимонитизированного пирита и пронизаны тонкими прожилками кварца.

Пегматиты, кварцево-полевошпатовые и кварцевые жилы с мусковитом

К жильным образованиям, связанным с гранитной магмой, относятся пегматиты, кварцево-полевошпатовые и кварцевые жилы. Эти образования по возрасту являются более древними, чем габбро-диабазы и гранит-порфиры, так как в ряде пунктов можно было наблюдать, что последние по отношению к пегматитам являются секущими. Таким образом, пегматиты и связанные с ними кварцево-полевошпатовые и кварцевые жилы следует связывать с начальными стадиями интрузивного гранитного процесса, так как они возникли ранее жильных пород цикла малых интрузий.

Наиболее широким распространением пегматиты пользуются среди сланцев карбонатной свиты, залегающих вдоль восточного подножья горы Сорочьей. Как мы видели, в этой зоне, протягивающейся далеко на юг, все породы карбонатной свиты несут отчетливые признаки пневматолитического метаморфизма.

Работами Е. Ф. Лапкина (1937) в районе горы Сорочьей было вскрыто около 30 выходов мусковитовых пегматитов.

Значительно реже пегматиты встречаются среди сланцев уральской свиты. Породы образуют почти исключительно пластовые дайки и в очень редких случаях секущие. Длина даек колеблется от 30 до 600 м, оставаясь преимущественно в пределах 150—300 м. Дайки всегда четковидны и нередко сопровождаются апофизами. Их мощность колеблется от 1 до 40 м, а в пределах отдельных выходов от 1 до 12 м. В полном согласии с погружением сланцев карбонатной свиты в северо-восточном направлении находится также и погружение пегматитовых даек в том же направлении, что было отмечено разведочными работами.

Пегматиты нашего района обладают обычными для этих пород светлыми розоватыми и белыми окрасками. Для них характерна крупнозернистая пегматоидная структура. Значительно реже встречаются графические прорастания. Последние отмечаются, главным образом, вблизи зальбандов даек. В некоторых выходах можно было наблюдать порфировидное строение пород, когда большие (до 10 см) таблицы полевых шпатов погружены в более мелкозернистую кварцево-полевошпатовую массу. На ряду с этим в пегматитах нередко обособляются блоки дымчатого и стеклянно-прозрачного кварца, около которых наблюдаются скопления пачек мусковита. Иногда кварц образует вдоль простирания даек потоки, содержащие небольшое количество полевых шпатов и вростки пачек мусковита. В редких случаях кварц без примеси других минералов выполняет центральные части даек,

В составе пегматитов констатированы микроклин-микропертит, альбит, кварц, мусковит, биотит, гранат, циркон, турмалин, апатит. Из редких составных частей указан эпидот (Лапкин, 1937). Минералогический состав пегматитов непостоянен. Количество микроклина в пределах одной и той же дайки весьма сильно колеблется и часто он исчезает. На ряду с этим имеются и самостоятельные выходы альбитовых пегматитов. Также непостоянной по простиранию является и зернистость пород, причем очень часто вдоль зальбандов даек они становятся более мелкозернистыми. Слюды в пегматитах представлены, главным образом, мусковитом и небольшими количествами биотита, нередко находящегося в параллельном срастании с первым. Мусковит образует пачки белых листочков площадью от 1 до 50 см². В более редких случаях площадь листочков повышается до 150 и 200 см². Толщина пачек колеблется от 0.5 до 5 см. Листочки довольно гладкие, но нередко образуют сльчатые сростки. Слюда распределена в пегматитах неравномерно, и ее скопления часто располагаются около зальбандов даек. Кроме биотита, пачки мусковита содержат вростки кварца.

Химический анализ мусковита (Лапкин, 1937) дал следующие результаты:

SiO_2	45.22	K_2O	9.81
TiO_2	0.40	Na_2O	1.06
Al_2O_3	33.96	F	0.08
Fe_2O_3	1.49	H_2O^+	5.16
FeO	1.15	H_2O^-	0.62
MnO	0.02		
CaO	0.32	Сумма	100.21

В пегматитах нередко присутствуют мелкие призмы черного турмалина, иногда достигающие в длину до 4 см, и небольшие (2—3 мм) зерна буроватого граната. В одной из даек был встречен кристалл желто-зеленого берилла длиной до 3 см и тем самым были подтверждены старые указания Купфера (Мушкетов, 1877). Отмеченное в пегматитах присутствие эпидота очевидно следует поставить в связь с формированием даек в толще пород карбонатной свиты, т. е. в среде, содержащей большое количество карбонатного материала.

При микроскопическом изучении пород очень часто можно встретить указание на кристаллизацию пород в два приема, когда большие таблицы полевых шпатов и зерна кварца содержат протокластические разломы, по которым проникают более мелкозернистые аггрегаты микроклина, альбита, кварца, биотита и мусковита. При этом биотит иногда образует параллельные срастания с мусковитом. С этой же генерацией минералов связаны циркон, апатит, гранат и турмалин. Мусковит, кроме мелкочешуйчатой генерации, образует пачки больших листочков, находящихся в срастании с большими выделениями полевых шпатов. Последние моменты формирования даек характеризуются интенсивным катаклазом, в результате которого двойниковые полоски альбита оказались сильно изогнутыми, а выделения кварца приобрели мозаичное угасание. При этом альбит подвергся серицитизации, а биотит — обесцвечиванию и хлоритизации. С последними моментами пегматитового процесса связано образование секущих прожилков кварца мощностью до 10 см. В них наблюдаются мелкие друзы горного хрусталя с величиной кристаллов до 5 см. Границы пегматитов с окружающими сланцами Е. Ф. Лапкин характеризует как резкие. Вероятно это определение является в значительной мере условным, так как не совсем вяжется с теми данными, которые у нас имеются для кварцево-полевошпатовых жил. Наконец отметим, что пегматиты несут признаки деформаций, сказывающиеся в смятии и рассланцованности их зальбандов. Пегматиты нашего района связаны постепенными переходами с кварцево-полевошпатовыми жилами, отличающимися высоким (до 75%) содержанием кварца.

Кварцево-полевошпатовые жилы пользуются довольно большим развитием среди слюдяно-ставролит-гранатовых сланцев уральской свиты, значительно реже они наблюдались в породах карбонатной свиты. В большинстве случаев кварцево-полевошпатовые жилы залегают по сланцеватости пород и образуют быстро выклинивающиеся четковидные тела, часто обладающие расплывчатыми, не резко отграниченными контурами от окружающих пород. Кварцево-полевошпатовые жилы нередко переходят в кварцевые жилы, содержащие крупные пачки мусковита размером до 2 см в поперечнике. Кварцево-полевошпатовые жилы, содержащие мусковит, были встречены в трех участках исследованного района. В северо-восточной части района, в пределах лесных кварталов 73—74, они образуют небольшие пластовые прожилки с неясными контурами, постепенно теряющиеся в крупнозернистых слюдяно-ставролит-гранатовых сланцах уральской свиты. К западу от ст. Уржумка, в ближайшей железнодорожной выемке эти жилы образуют развал глыб и проникают в виде тонких мелкозернистых прожилков в сильно сплоенные ставролит-гранатовые слюдяные сланцы, которые при этом обогащаются полевым шпатом. Западнее разъезда Таганай редкие выходы кварцево-полевошпатовых жил наблюдаются в пределах той же зоны, где широко развиты пегматиты.

По внешнему облику жильные кварцево-полевошпатовые породы представляют светлые, грубозернистые образования, состоящие из крупных зерен желтоватого альбита, достигающих размера нескольких сантиметров, и прозрачного кварца.

В составе жил главную роль (90—95%) играют альбит и кварц. Количество кварца колеблется в пределах от 40 до 75%. Наблюдаются переходы от кварцево-полевошпатовых жил к чисто кварцевым. В кварцево-полевошпатовых жилах содержатся крупные пачки и отдельные мелкие листочки зеленоватого серебристого мусковита. Изредка присутствуют мелкие зелено-черные призмы турмалина или небольшие зерна розового граната. В жилах близ ст. Уржумка полевой шпат содержится в небольшом количестве. Мусковит распределен неравномерно отдельными пачками, и участки, обогащенные слюдой, обогащены также кварцем. Кроме мусковита, в жилах содержится немного биотита. В имеющихся небольших пустотках стенки выстланы агрегатами мелких короткопризматических кристаллов кварца. Для всех кварцево-полевошпатовых жил характерно почти полное отсутствие рудных выделений, из которых редко встречается лишь лимонитизированный пирит.

Породы состоят из плагиоклаза, микроклина, кварца и биотита. К вторичным минералам относятся мусковит, хлорит и серицит. Плагиоклаз образует крупные, удлиненные табличатые выделения, переполненные мелкими чешуйками серицита. Он принадлежит альбиту № 10. Зерна плагиоклаза несут явные следы динамических воздействий, выражающиеся в сильной изогнутости двойниковых полосок. Кварц представлен неправильными зернами, размеры которых достигают 1—1.5 мм. Зерна кварца раздроблены и обладают мозаичным угасанием. Микроклин встречается очень редко и обнаружен под микроскопом. Он образует мелкие неправильные зерна с слабо выраженной решетчатой двойниковой структурой. Биотит встречается спорадически в виде мелких листочков размером до 0.2 мм, обладающих плеохроизмом в бурых тонах. Минерал обычно подвергается обесцвечиванию и хлоритизации. Мусковит образует как большие, так и мелкие листочки. Породы представляются резко неравномернозернистыми. Крупные таблицы альбита и зерна кварца прорастают большими листочками мусковита. Между ними расположены мелкозернистые агрегаты тех же минералов, к которым изредка присоединяются микроклин и биотит.

Кварцево-полевошпатовые жилы генетически связаны с развитием пегматитового процесса. При этом наблюдается единый ряд от микроклиновых

пегматитов через альбитовые и кварцево-полевошпатовые жилы к кварцевым. Указанный минералогический состав кварцево-полевошпатовых жил также указывает на их гранитную природу и позволяет рассматривать их как пневмато-гидротермальные образования.

Кварцевые жилы обычно представлены развалом крупных глыб белого молочного или прозрачного кварца, по форме которых можно судить об их простирании. Преобладающее простирание кварцевых жил для обеих свит северо-восточное, в пределах от 0 до 30°. Кроме того, имеются два довольно резко выраженных направления для жил, развитых в сланцах карбонатной свиты: СЗ 290° и СВ 60°, указывающие на их внедрение по трещинам, близким к поперечным. Мощность кварцевых жил колеблется от нескольких сантиметров до 7 м, при длине в 100—120 м. Чаще встречаются жилы мощностью 1.5—2.5 м. Среди сланцев карбонатной свиты большим распространением пользуются жилы, несущие у зальбандов мусковит и серицит, сопровождаемые пиритом. Широко развита сеть более мелких прожилков, с которыми связаны явления окварцевания, тремолитизации и пр. Кварцево-мусковитовые прожилки, содержащие турмалин, чаще встречаются в ставролит-гранатовых слюдяных сланцах в условиях, аналогичных описанным для кварцево-полевошпатовых жил.

Помимо описанных кварцевых жил, находящихся в связи с гранитной интрузией и содержащих обычно мусковит, серицит и иногда полевой шпат, наблюдается довольно много прожилков и жил кварца, развитых преимущественно вдоль сланцеватости пород. Значительная их часть является более древней и образовалась в обстановке регионального метаморфизма протерозоя. Для этих жил никаких интересных минералогических признаков указано быть не может.

4. Область развития гранитов Сыростанского массива

На восточной окраине докембрийской зоны, в пространстве между Уральским хребтом и зеленокаменной полосой, залегают граниты Сыростанского массива, ограниченные в распространении с востока и с запада тектоническими границами. Западная граница имеет на юге меридиональное направление и под острым углом сечет простирание кварцитов уральской свиты. К северу от железной дороги она отклоняется немного к северо-востоку и имеет очертание дуги, обращенной выпуклой стороной к западу с точкой перегиба кривой против Александровской сопки. Восточная граница (уральский контакт) имеет ясно выраженное простирание СВ 30° и является крупной тектонической линией Урала, отделяющей докембрийский комплекс от зеленокаменного. Данные всех исследований сходятся на том, что эта линия имеет надвиговый характер, и вдоль нее породы зеленокаменной полосы надвинуты на протерозой. Тектонический характер границы подчеркивается широко развитыми около нее в зеленокаменном комплексе явлениями смятия и рассланцованности.

В плане Сыростанский гранитный массив по форме приближается к клину, узкий конец которого обращен на юг. Граниты Сыростанского массива являются южным продолжением Тургоякского штока. Поверхность интрузии неровная, и имеющиеся на ней депрессии заняты большими блоками пород кровли. Местность, расположенная между горой Пугачевой и железной дорогой, за исключением области контакта массива, почти свободна от ксенолитов. С приближением к трассе количество их значительно возрастает. Между железной дорогой и горой Валежной мы встречаем большой блок слюдяно-кварцитовых сланцев. Граниты последней содержат мелкие ксенолиты мраморов и обладают хорошо выраженной горизонтальной отдельностью, характерной для участков интрузий, расположенных вблизи

кровли. К северу от железной дороги в районе горы Цугачевой залегает второй блок — ксенолит, представленный кварцитовыми сланцами и кварцитами. Эти породы представляют обрывки кварцитовой толщи, развитой вдоль северо-западной окраины Тургоякского штока. Необходимо подчеркнуть разницу в характере северного и южного окончаний массива. Северный, наиболее широкий, конец массива имеет округлые очертания, но вместе с тем в районе озера Тургояк граниты рвут тектоническую линию между зеленокаменным и протерозойским комплексами. Южные граниты подчинены области кристаллических сланцев, и на южном конце массив имеет форму острого клина, врезающегося в толщу слюдяных кварцитов. Последние отпрыски гранитов в виде крупных даек мы находим в 15 км к югу от горы Валежной на горе Шайгатан, сложенной слюдяными кварцитами.

Таким образом, структура восточной окраины протерозойского комплекса определяется наличием небольших участков сохранившихся пород кровли, с одной стороны, и интрузией гранитов с другой.

Породы кровли

Все включения пород кровли принадлежат свите слюдяных кварцитов (шайгатанская свита), которая развита всюду восточней пород уральской свиты и получает сплошное развитие за пределами района пересечения. По данным прежних исследований (Коптев-Дворников, 1933), преобладающими породами шайгатанской свиты являются слюдяные кварциты, содержащие подчиненные прослои слюдяных сланцев, кварцитов и изредка мраморов. Такое же сплошное развитие получает свита к северу от нашего района, где она слагает горы Красноглинскую, Озерную и Костроминскую. Соотношения уральской и шайгатанской свит остаются неясными, так как их породы всегда разделены широкими продольными долинами.

Вероятно, самым нижним горизонтом шайгатанской свиты являются слюдяно-кварцитовые сланцы, образующие среди гранитов широкую изогнутую полосу, обращенную выпуклостью на юг. Петля железной дороги около разъезда Хребет является как бы вписанной во внутренний контур этой дуги сланцев. Последние сравнительно с гранитами, залегающими к северу от железной дороги, занимают повышенные точки рельефа. У подножья Уральского хребта слюдяно-кварцитовые сланцы обладают простиранием СЗ 320—330° и падением ЮЗ ∠ 65—75°. Южнее, против вершины петли железной дороги, зона развития сланцев быстро расширяется и они занимают все пространство между трассой и основанием склона горы Валежной. Здесь северо-западные простирания сменяются широтными с южными крутыми углами падения. В местности, лежащей восточнее от горы Валежной, снова происходит изменение простирания: оно из широтного становится СВ 40°, а углы падения — крутыми юго-восточными.

Довольно широкую полосу слюдяно-кварцитовых сланцев мы находим вдоль восточного склона горы Валежной, а кроме того ряд их выходов к северу и югу от села Сыростан. Среди слюдяно-кварцитовых сланцев встречаются прослои кварцитов, кварцитовых сланцев и мраморов, играющих в массе сланцев незначительную роль. Наблюдения над условиями залегания всех пород ясно свидетельствуют о том, что их сланцеватость и слоистость всегда совпадают.

Внешне слюдяно-кварцитовые сланцы весьма однообразны. Это светло-серые, серые, зеленовато-серые, мелкозернистые, грубо и тонкосланцеватые породы, состоящие, главным образом, из кварца и листоватых минералов. Последние представлены биотитом, мусковитом и хлоритом, который в значительных количествах развивается за счет биотита и обусловливает в породах зеленоватый оттенок их окраски. Кварц рассеян в сланцах в виде

мелких зерен, но нередко обособляется в тонкие линзы и полоски. Количество кварца непостоянно, но обычно не меньше 50%. Наблюдаются породы, значительно обогащенные слюдой и представляющие типичные слюдяные сланцы. Аналогичные картины мы наблюдаем и под микроскопом. Слюда в них распределена неравномерно, обогащая отдельные полосы, в которых присутствуют редкие зерна кварца и концентрируется большая часть акцессорных — рутила, апатита, циркона, магнетита, титанита и турмалина. Главная масса чешуек биотита вытянута параллельно сланцеватости, но отдельные его листочки и порфинобласты развиваются по отношению последней безразлично. Биотит подвергается хлоритизации, которая сопровождается образованием эпидота. Одновременно часть биотита испытывает обесцвечивание и превращение во вторичный мусковит, содержащий включения тонких игл рутила. Кроме обогащенных слюдой прослоев биотит в небольшом количестве развит и среди полос, сложенных зернами кварца. В этом случае чешуйки биотита теряют ориентировку параллельно сланцеватости. Иногда в породах наблюдаются неровно отграниченные прожилки крупных зерен кварца, переполненные включениями рутила. Из других минералов в сланцах изредка встречаются мелкие зерна граната, и в одном случае обнаружен кианит.

Наличие в породах листочков и порфинобластов биотита, растущих вкрест сланцеватости, позволяет думать, что в сланцах имеется биотит второго поколения, который в породах уральской свиты был характерен для процессов перекристаллизации. О том, что последние имели место и в кровле Сыростанского массива, говорят явления привноса вместе с биотитом таких акцессорных как рутил, циркон, апатит и турмалин, а также новообразование полевого шпата. Фельдшпатизацию и превращение слюдяно-кварцитовых сланцев в гнейсовые мы наблюдаем вблизи их контактов с гранитами в выемках железной дороги между 1965 и 1966-м километрами, а также к юго-западу от села Сыростан, где выходы этих пород часто перемежаются.

По внешнему виду г н е й с о в ы е с л а н ц ы очень похожи на исходные породы и отличаются от последних несколько более светлыми желтоватыми окрасками, обусловленными содержанием полевых шпатов. Отличие это настолько мало существенно, что картировать гнейсовые сланцы на основании этого признака не представляется возможным. В выемках в отдельных прослоях слюдяно-кварцитовых сланцев иногда заметно наличие тонких (1—2 см), постепенно исчезающих прожилков аплитового и пегматитового материала, при этом в пегматитах присутствуют большие, длиной до 3 см, призмы черного турмалина. В других случаях гнейсовые сланцы образуют перезко отграниченные, равномерно пропитанные полевыми шпатами прослои, иногда содержащие кварцевые прожилки с примесью альбита и мусковита. Наиболее часто выходы гнейсовых сланцев наблюдались вдоль восточного склона горы Валежной.

Гнейсовые сланцы содержат большее или меньшее количество альбита, обычно распределенного неравномерно и обогащающего отдельные полоски. Иногда это мелкие зерна, расположенные среди кварца, иногда же порфинобласты. Нужно сказать, что и в слюдяно-кварцитовых сланцах альбит не редок, и его выделения встречаются спорадически.

К югу от железной дороги среди слюдяно-кварцитовых сланцев, в виде линзы мощностью около 150 м и длиной около 1 км, залегают к в а р ц и т ы. Они обладают почти широтным простиранием СЗ 290° и падением ЮЗ ∠ 75°. Кварциты представлены мелкозернистыми слабо сланцеватыми, желтовато или серовато-белыми породами. Отдельные участки линзы подверглись сильному смятию с превращением в кварцитовые сланцы, содержащие немного хлорита и мусковита и иногда лимонитизированный пирит. Эти минералы развиты не только вдоль сланцеватости пород, но и на поверх-

пости их трещин отдельности. Вероятнее всего, что смятие и рассланцовывание кварцитов, а также появление в нарушенных зонах листоватых минералов следует связывать с обстановкой вторжения гранитов. Небольшие выходы кварцитовых сланцев мощностью от 0.4 до 1 м наблюдались также в виде самостоятельных прослоев среди слюдяно-кварцитовых сланцев в выемках железной дороги у северного окончания горы Уральский рудник. В виде более мощного (около 20 м) и далеко прослеженного прослоя они залегают к югу от петли железной дороги, несколько севернее упоминавшейся выше линзы кварцитов. Границы кварцитовых прослоев всегда резкие, а окружающие сланцы около них сильно рассланцованы и смяты. В состав пород, кроме кварца входит небольшое количество биотита, хлорита и мусковита.

Мраморы залегают среди слюдяно-кварцитовых сланцев в виде прослоев, мощность которых не превышает 10—15 м, а длина 400 м. Они встречены в выемках железной дороги между 1965 и 1966-м километрами, в нескольких пунктах к югу от трассы, а также в окрестностях села Сыростан. Очень редко мраморы представлены белыми среднезернистыми сланцеватыми разностями, не содержащими или содержащими очень мало таких новообразований как биотит и мусковит. Обыкновенно даже в тех выходах пород, которые залегают далеко от видимых выходов гранитов, мраморы сильно изменены. На внешний вид это светлые, зеленовато-серые рассланцованные породы, отличающиеся пятнистой или полосчатой окраской, обусловленной наличием среди массы белого карбоната неравномерно распределенных мелких зеленых зерен пироксена, роговой обманки и эпидота. Иногда пятнистость подчеркивается присутствием редкой вкрапленности лимонитизированного пирита. Такие мраморы оказываются содержащими большое количество кварца. Последний распределен среди карбоната неравномерно, образуя скопления зерен, полосы и метасоматические потоки. В тех породах, где среди зерен кварца присутствует микроклин, обыкновенно появляется светлозеленый моноклинический пироксен с углами угасания Ng : c = от 45 до 48°. По оптическим свойствам минерал напоминает авгит. Кроме того, в микроклинсодержащих мраморах наблюдается примесь биотита, ортита, титанита и довольно много скоплений больших зерен эпидота. Из рудных компонентов изредка встречается пирит. В качестве продуктов гидротермальной фазы по пироксену развивается немного актинолита, а по биотиту хлорит.

Другие разности мраморов обладают светлосерой окраской, обусловленной большим содержанием биотита, мелкие черные листочки которого ориентированы вдоль сланцеватости пород. Иногда, благодаря неравномерному обогащению биотитом отдельных прослоев, мраморы обладают полосчатым строением. Под микроскопом в слюдяных мраморах, кроме кварца и биотита, наблюдается небольшая примесь микроклина и роговой обманки, а из акцессорных обнаружены апатит, ортит и титанит.

В выемках железной дороги к западу от 1966-го километрового столба можно было наблюдать контакт гранито-гнейсов и мраморов. В западном конце выработки, у ее бровки, выходит светлая серовато-желтая, сланцеватая карбонатная порода, переполненная мелкими зелеными выделениями эпидота, пироксена и содержащая много кварца. Под микроскопом в ней дополнительно обнаружены микроклин, титанит и актинолит. Эти сильно перекристаллизованные разности восточнее сменяются более светло окрашенными и содержащими небольшую примесь роговой обманки, эпидота, кварца, апатита и титанита. С удалением от контакта с гранито-гнейсами силикатный мрамор переходит в сильно рассланцованный белый, лишенный примесей других минералов. С приближением к гранито-гнейсам в силикатных мраморах появляются линзы стекляшно-прозрачного кварца, и карбонатные породы, благодаря наличию в них узких (10—15 см) нерезко отгра-

ничениых полос скарнового типа, обладают темной серо-зеленой окраской и состоят из пироксена, роговой обманки, эпидота, кварца и больших зерен кальцита. В качестве второстепенных компонентов присутствуют микроклин и апатит. Около линз и полос, сложенных кварцем, имеет место концентрация эпидота и мелких выделений черной роговой обманки. Гранито-гнейсы на контакте с мраморами сильно рассланцованы, содержат немного микроклина и обогащены эпидотом. В них иногда присутствуют большие, до 2 см, порфировые выделения полевых шпатов. Граница пород резкая.

Из изложенных данных следует, что процессы перекристаллизации в мраморах, залегающих на контакте с гранито-гнейсами и в прослоях среди широкого поля слюдяно-кварцитовых сланцев, шли одинаковым путем. Они сопровождались новообразованием микроклина, кварца, биотита, акцессорных, пироксена, роговой обманки и эпидота. Эти факты, а также указанные выше признаки перекристаллизации сланцев, свидетельствуют о том, что блок последних на небольшой глубине подстилается гранитами, с которыми и следует связывать эти явления. При превращении мраморов имеет место привнос микроклина, тогда как в гнейсовых сланцах из полевых шпатов развит почти исключительно альбит. Часть биотита слюдяно-кварцитовых и гнейсовых сланцев является привнесенной, но благодаря сильной перекристаллизации дать количественную оценку этому факту не представляется возможным. То же можно сказать и в отношении акцессорных. Среди последних связанными с гранитным процессом являются ортит, титанит и турмалин. Мраморы с пироксеном и микроклином по составу аналогичны таким же породам карбонатной свиты. Это подтверждает правильность вывода о том, что второй этап метаморфизма пород карбонатной и уральской свит происходил при активном участии гранитной магмы.

Граниты

Выше говорилось, что поверхность гранитного массива является неровной и в участках депрессий на горе Пугачевой и к югу от разъезда Хребет залегают большие блоки пород кровли. В обоих блоках мы наблюдаем значительные участки пород с широтным простиранием, переходящим при движении к контактам с уральской свитой и зеленокаменным комплексом в северо-восточное. Таким образом, участки сланцев с широтным простиранием приходятся на сводовую часть массива. Наличие широтных простираний для докембрийских сланцев Урала явление редкое. При исследовании Б. П. Кротова (1915) в породах горы Уй-таш, в 60 км к югу от железной дороги, была констатирована более древняя широтная сланцеватость, на которую накладывается позднейший кливаж, отвечающий уральскому направлению.

Рассматривая текстурные и структурные признаки участков сланцев, имеющих широтные и северо-восточные простирания, мы никаких отличий в них не находим; они находятся в одинаковом отношении к гранитам. Указанные факты можно толковать двояким образом: или тем, что широтные простирания принадлежат мелким местным структурам докембрия, т. е. они значительно древнее гранитов, или же их образование связано с механизмом вторжения гранитов. Мне думается, что последнее предположение является более правдоподобным и соответствующие условия залегания пород кровли следует объяснять тем, что проникновение гранитной жидкости происходило в направлении с севера на юг. Этим напором было вызвано выгибание сланцеватости пород и падение их слоистости в южном направлении. Очевидно, такие пластичные деформации могли происходить только при наличии большого бокового давления, на достаточной глубине и в обстановке значительного прогрева пород кровли. Все эти условия,

в том числе и последнее, в нашем случае имели место. О достаточно высокой температуре приконтактовых толщ можно судить по тому, что они обладают ясными признаками перекристаллизации и пневматолитической обработки.

Вдоль краевых частей массива и по границе блока слюдяно-кварцитовых сланцев в гранитах хорошо выражена гнейсованность. На контакте с породами уральской свиты у моста через р. Б. Сыростан сланцеватость имеет простирание, близкое к меридиональному, и углы падения ЮЗ 60—75°. В петле железной дороги к югу от разъезда Хребет направление сланцеватости гранитов в общем параллельно очертаниям блока слюдяно-кварцитовых сланцев. Вблизи контакта с зеленокаменным комплексом, несмотря на плохую обнаженность в слюдяно-кварцитовых сланцах, залегающих у восточного подножья горы Валежной, можно констатировать простирание СВ 60—80° и крутые юго-восточные падения.

Сланцеватость в гранитах не везде имеет крутые падения. На горе Валежной, расположенной южнее блока слюдяно-кварцитовых сланцев, мы имеем выступ поверхности гранитного массива. Если принять во внимание высотные отметки, то превышение гранитов над сланцами равно около 130 м. Здесь, вероятно, в согласии с условиями залегания смытой кровли, сланцеватость в гранитах оказывается почти горизонтальной и расположена параллельно отдельности, имеющей простирание СЗ 325° и падение ЮЗ 5°.

Исходя из этих данных, мы можем сказать, что в разрезе гранитное тело в общем представляет купол с крутыми склонами, падающими в обе стороны от его осевой плоскости. Наличие сланцеватости в гранитах говорит о том, что их кристаллизация происходила в обстановке бокового давления, однако не настолько сильного, чтобы оно сказалось на возникновении ориентированных текстур во всем теле плутона. Сланцеватые текстуры проявились только в краевых частях массива и оказываются параллельными очертаниям кровли.

В формировании массива следует выделить несколько моментов. В начальные стадии кристаллизации плутона происходит образование краевых более основных кварц-диоритовых фаций. Они сохранились в южной части района вдоль границы участка слюдяно-кварцитовых сланцев, а также образуют многочисленные ксенолиты в выемках железной дороги. Севернее количество ксенолитов, диоритов становится значительно меньше. Указание на их нахождение мы имеем и для Тургоякского штока у В. В. Аршинова (1936).

Ко второму моменту относится кристаллизация гранитов. Их остывание сопровождалось новыми движениями, в результате которых сформировавшиеся кварц-диоритовые порции подвергались раздроблению и смятию с превращением в амфиболиты. Эти породы оказались включенными в граниты и последние нередко находятся с ними в реакционных отношениях. После остывания гранитов произошло неоднократное раздробление плутона и появление пород жильной серии.

Петрографический материал, собранный по Сыростанскому массиву, очень велик и сложен. Ниже приводится общее описание пород плутона.

Преобладающими породами массива являются среднезернистые порфировидные биотитовые граниты, среди которых крупно- и мелкозернистые разности играют подчиненную роль. Помимо этого встречаются среднезернистые граниты, связанные постепенными переходами с порфировидными.

Порфировидные биотитовые граниты представляют массивные, среднезернистые, светлосерые, иногда розоватые породы. В их основной массе, состоящей из полевых шпатов, кварца и биотита, выделяются то многочисленные, то редкие зерна полевых шпатов длиной от 0.5 до 2.5 см. С уменьшением величины порфировых выделений они становятся мало заметными и породы приобретают равномернозернистый харак-

тер. Биотит в гранитах то распределен равномерно, то образует отдельные мелкие скопления, в результате чего породы иногда имеют неравномерную пятнистую окраску. Гранито-гнейсы, развитые в краевых частях массива и вблизи контакта с породами кровли, также обладают порфировидностью и отличаются более или менее отчетливо выраженной сланцеватостью. Кроме того, для них характерна хлоритизация биотита и появление мусковита. Гранито-гнейсы часто содержат лимонитизированный пирит и многочисленные тонкие кварцевые прожилки. Под микроскопом порфировидные граниты состоят из кварца, микроклина, олигоклаза № 20—24 и биотита. Из акцессорных присутствуют циркон, апатит, ортит, титанит и магнетит. Вторичные минералы представлены хлоритом, мусковитом, эпидотом и серицитом. Количественный минералогический состав пород непостоянен; это особенно относится к плагиоклазу и микроклину. В краевых частях массива олигоклаз преобладает над микроклином, и породы по составу отвечают грано-диоритам. В центре массива оба полевых шпата развиты примерно в одинаковых количествах.

Среднезернистые биотитовые граниты имеют подчиненное развитие и связаны постепенными переходами с порфировидными. Макроскопически они представляют светлосерые среднезернистые массивные породы. Среди них можно выделить лейкократовые и меланократовые, а также рассланцованные разности. Последние наблюдаются в виде небольших участков среди гранито-гнейсов.

Все гранитоиды пересечены в различных направлениях тонкими пегматитовыми, аплитовыми и кварцевыми прожилками мощностью от 1 до 5 см. Помимо прожилков, пегматиты образуют шлиры, имеющие резкие границы и связанные постепенными переходами с вмещающими породами. В гранитах нередко встречаются мелкие ксенолиты мелкозернистых меланократовых гранитов, которые имеют то более, то менее резкие границы. В районе железной дороги, в выемках, в гранитах наблюдаются многочисленные включения. Они представлены кварцевыми диоритами и, реже, мраморами. В тех случаях, когда ксенолиты включены в гранито-гнейсах, они обыкновенно вытянуты вдоль их сланцеватости. Среди включений кварцевых диоритов мы наблюдаем все типы, начиная от крупно- до мелкозернистых. Сложение ксенолитов то массивное, то более или менее сланцеватое, и тогда они по составу и структурам отвечают амфиболитам. Размеры ксенолитов колеблются от нескольких сантиметров до нескольких десятков метров. Обычно в пределах одной и той же выемки в различных ксенолитах мы наблюдаем все указанное выше разнообразие текстурных признаков. Такую смену во внешнем облике ксенолитов надо связывать как с моментом их образования, так и с последующей геологической историей.

Наиболее крупные тела кварцевых диоритов встречаются в южной части района вдоль границы блока слюдяно-кварцитовых сланцев. В них мы должны видеть продукты остывания краевых и наиболее основных фаций плутона. Так как значительная часть крупных ксенолитов имеет массивное сложение, то мы в праве сделать заключение, что их кристаллизация происходила в спокойной обстановке без проявления бокового давления. Сланцеватые кварцевые диориты представлены мелкозернистыми разностями.

В выемках железной дороги, расположенных к востоку от р. Б. Сыростан, можно наблюдать все переходы от массивных разностей диоритов до амфиболитов. Ксенолиты нередко имеют форму полос, вытянутых в направлении сланцеватости включающих их пород. Они обладают темносерой окраской, мелкозернисты и в их составе невооруженным глазом различимы черная роговая обманка, белые полевой шпат и кварц и, реже, желто-зеленые зерна эпидота. В некоторых среднезернистых ксенолитах наблюдаются меланократовые шлиры, обогащенные мелкими выделениями буро-

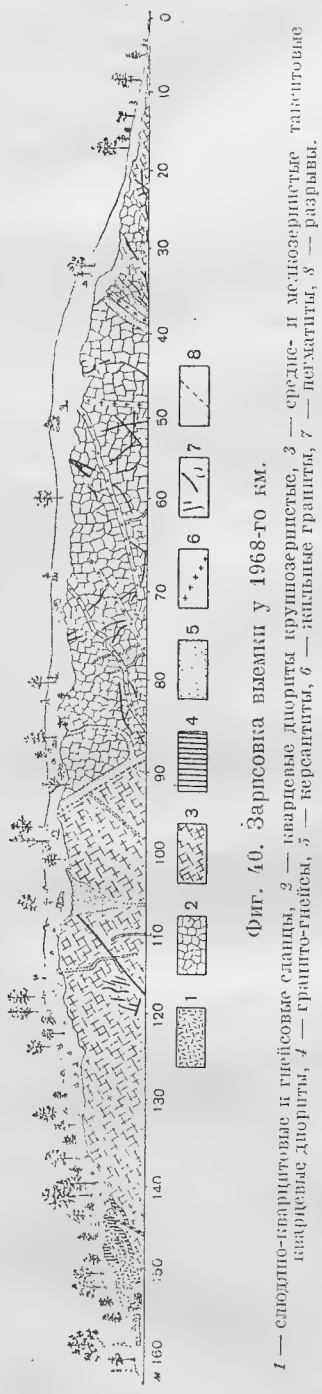
ватого титанита. Ксенолиты состоят из табличатых зерен плагиоклаза и неправильных выделений роговой обманки и кварца. В различных количествах по амфиболу развивается биотит. Плагиоклаз представлен то слабо-зональным основным олигоклазом, то вторичным альбитом, содержащим вростки зерен фистацита. Из других минералов присутствуют апатит, титанит, актинолит, образующийся путем обесцвечивания роговой обманки, и серицит, развивающийся по плагиоклазу. В сильно метаморфизованных разностях структура пород гранобластическая, в менее измененных ксенолитах можно видеть отчетливо структуры, характерные для кварцевых диоритов. Ксенолиты иногда сильно проработаны и роговая обманка в них целиком замещена биотитом. В других случаях биотит скопляется вдоль границ включений, а в их центральных частях встречается отдельными листочками. Одновременно в более интенсивно измененных ксенолитах появляется много эпидота, хлорита и заметны редкие мелкие зерна пирита. Границы включений то резкие, то расплывчатые; иногда можно наблюдать гранитизацию амфиболитов с проникновением в них по сланцеватости тонких исчезающих инъекций гранитного материала. Таким образом, воздействие гранитов на включения выражается в их перекристаллизации, превращении в амфиболиты с новообразованием биотита, актинолита, эпидота, хлорита и серицита.

Результаты реакций с ксенолитами сказываются на гранитах различно. Если включения имеют резкие границы, граниты или совсем не меняют облика, или становятся более мелкозернистыми, или, наконец, в связи с миграцией биотита в сторону ксенолитов, оказываются более лейкократовыми. В участках, где в гранитах содержится много обломков диоритов, хорошо заметна неравномерная зернистость, а местами появляются пегматитовые шлиры. Когда включения вступают в реакцию с гранитами, они теряют резкость границ, а окружающие граниты становятся более темноокрашенными, нередко мелкозернистыми и неоднородными. Количественные соотношения светлых минералов и биотита варируют в них в широких пределах. В этом случае наиболее распространенными являются мелкозернистые меланократовые граниты с титанитом, которые, с одной стороны, переходят в среднезернистые лейкократовые, а, с другой, в разности, сильно обогащенные биотитом и содержащие призмы амфибола. Одновременно в гранитах можно видеть шлировость, сказывающуюся на обособлении лейкократовых и более крупнозернистых участков. Последние имеют неправильную форму и содержат иногда лучистые сростки зелено-черной роговой обманки и листочки биотита.

Наиболее крупные выходы кварцевых диоритов расположены на юге района вдоль северной границы участка, сложенного слюдяно-кварцитовыми сланцами. Здесь они образуют тело, изогнутое параллельно направлению сланцеватости пород блока кровли. Оно имеет длину около 2 км и ширину 150 м. Несколько небольших даек кварц-диоритового состава обнаружено среди сланцев к югу от железной дороги. Диориты несут признаки раздробления и смятия, одновременно с которыми происходит инъекция гранитной магмы. Интересно строение выемки, расположенной у 1968-го километра, напротив разъезда Хребет (фиг. 40). Ее центральную часть слагают массивные или очень слабо сгнейсированные крупно- и среднезернистые серовато-зеленые породы, состоящие из больших призматических зерен темнозеленой роговой обманки длиной до 2.5 см. Последние иногда имеют тенденцию давать лучистые сростки. Неправильные зерна желтоватого плагиоклаза и стекловидного кварца заполняют промежутки между выделениями амфибола (фиг. 41). Породы по количественному минералогическому составу весьма неоднородны, и содержание лейкократовых компонентов в них колеблется от 20 до 50%. Из других минералов в кварцевых диоритах различимы невооруженным глазом биотит, титанит, хлорит, эпидот

и пирит. Темнокоричневые листочки биотита обычно заметны в породах в виде вростков в роговой обманке и на них можно подметить все стадии превращения в зеленый хлорит. Бурый титанит и желто-зеленый эпидот образуют мелкие, до 1 мм, зерна.

Кварцевые диориты состоят из неправильных призматических зерен роговой обманки и олигоклаза состава № 30, биотита и кварца. Количество последних в породах весьма непостоянно и варирует в довольно широких пределах. Отличительной особенностью диоритов является повышенное содержание апатита и титанита. Значительно меньшим распространением пользуются циркон, магнетит и ортит. Из вторичных минералов по роговой обманке и биотиту развивается хлорит и эпидот, а по олигоклазу эпидот и серицит.



Фиг. 40. Зарисовка выемки у 1968-го км.

1 — слюдяно-кварцитовые и гнейсовые сланцы, *2* — кварцевые диориты крупнозернистые, *3* — средне- и мелкозернистые такситовые кварцевые диориты, *4* — гранито-гнейсы, *5* — керсантиты, *6* — жильные граниты, *7* — пегматиты, *8* — разрывы.

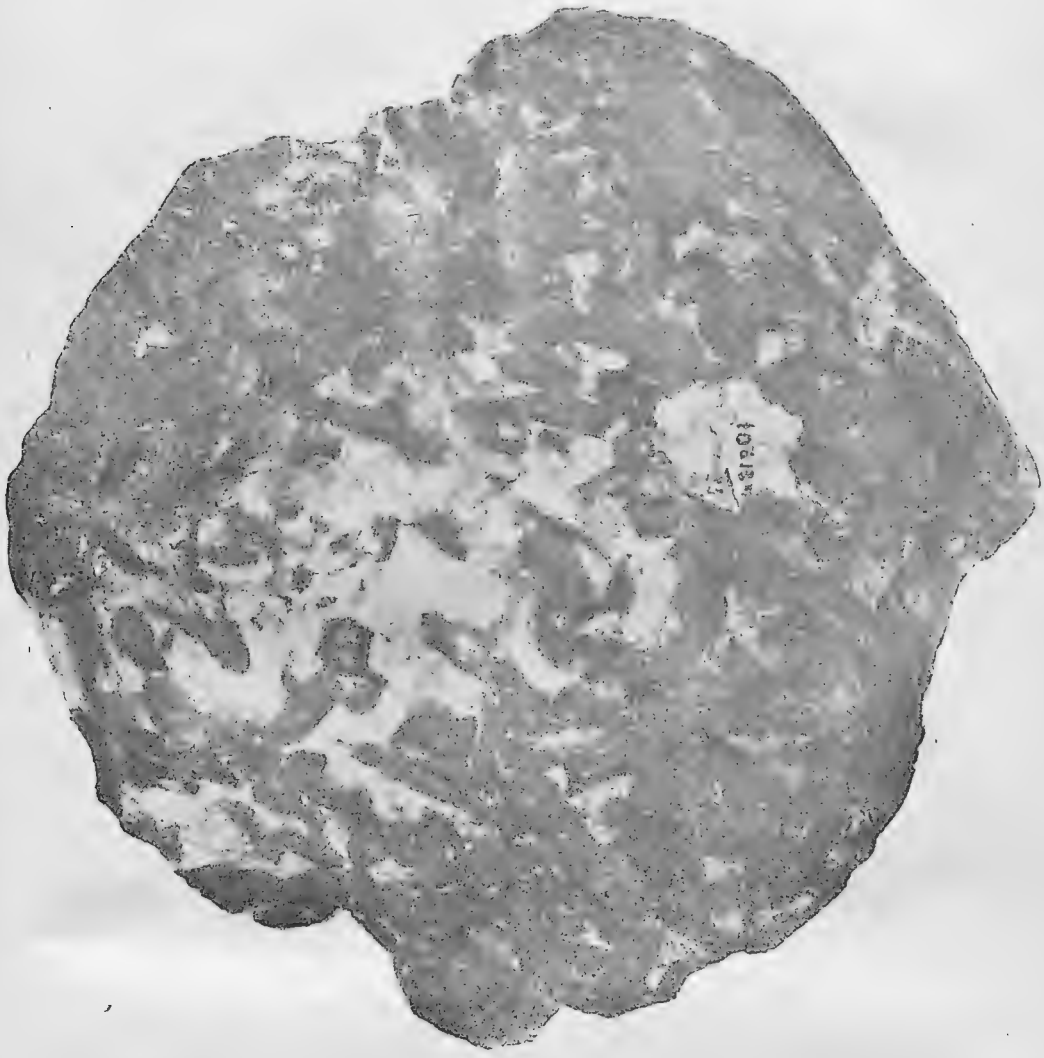
Длина тела крупнозернистых диоритов равна около 50 м. С севера они ограничены зоной смятия, в пределах которой диориты сильно рассланцованы, хлоритизированы и содержат многочисленные плоскости скольжения. Вдоль поверхностей смятия развиты тонкие прожилки кварца иногда с охристыми зальбандами, в которых можно видеть остатки пирита. К северу от разрыва расположена зона, обладающая резко выраженным такситовым сложением, в которой разнообразные породы связаны постепенными переходами. В ней преобладают биотитовые и слюдяно-роговообманковые среднезернистые мезо- и лейкократовые кварцевые диориты. Среди них встречаются участки крупнозернистых диоритов, которые содержат шлиры мелкозернистого меланократового кварцевого диорита. Количество участков крупнозернистого диорита увеличивается при движении на юг и к центральной части выемки.

Среднезернистые кварцевые диориты являются весьма неоднородными. Темноцветные компоненты распределены в них неравномерно и образуют местные скопления (фиг. 42). При этом параллельно с увеличением содержания кварца происходит исчезновение роговой обманки. В среднезернистых диоритах местами наблюдаются перезко отграниченные шлиры мелкозернистых, отчетливо выражена гнейсованность и некоторая флюидальность. Их граница с крупнозернистыми разностями представляется довольно отчетливой, причем вдоль нее наблюдаются скопления листочков биотита, а иногда концентрации пегматитового материала. Под микроскопом качественный минералогический состав среднезернистых диоритов оказывается совершенно тождественным крупнозернистым разностям.

Аналогичную картину мы наблюдаем и в южной части выемки. Там крупнозернистые кварцевые диориты резко ограничены с юга трещиной,

вдоль которой развита дайка керсантита. Зона такситовых кварцевых диоритов имеет в южной части выемки значительно более мощное развитие. В ней у конца выработки появляются резко отграниченные полосы гранито-гнейсового состава.

Из данных наблюдений, произведенных в выемке, следует, что образование пород такситовой зоны происходит на границе между гранитами и



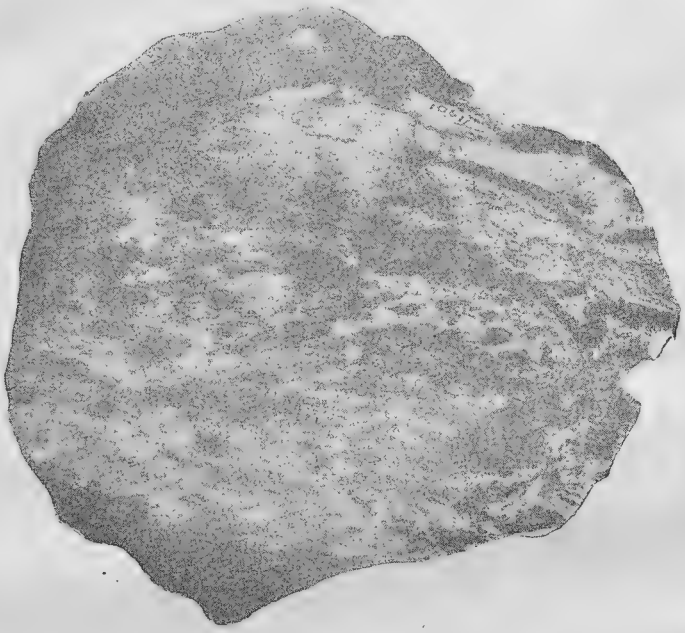
Фиг. 41. Крупнозернистый кварцевый диорит ($^1/_2$ н. в.).

крупнозернистыми диоритами. Указанные соотношения можно толковать как результат реакции гранитов с ксенолитом крупнозернистых кварцевых диоритов. Однако мне кажется более вероятным, что в данном случае такситовая зона может характеризовать те первичные, переходные к гранитам участки кристаллизующейся магмы, которые должны были возникнуть по границе уже сформировавшихся порций кварц-диоритового состава. Такое объяснение согласуется с тем, что состав среднезернистых такситовых и крупнозернистых диоритов одинаков вплоть до тождества оптиче-

ских свойств минеральных компонентов. Разрывы и зоны смятия, которыми ограничен блок крупнозернистых кварцевых диоритов, имеют более позднее происхождение и возникли частью при развитии жильного процесса.

Все породы выемки прорезаны густой сетью даек керсантитов и лейкократовых среднезернистых альбитовых гранитов. Керсантиты образовались раньше гранитов, так как последние их пересекают. Мощность даек колеблется от 10 см до 1 м. С дайками жильных гранитов связаны тонкие пегматитовые прожилки, заполняющие многочисленные трещины отдельности.

Встречающиеся спорадически в гранитах мелкие включения мраморов, в одних случаях, представлены белыми массивными и расслапцованными разностями, в других — биотитовыми, содержащими эпидот, микроклин и моноклинный пироксен. Размеры выходов, обычно, очень небольшие. Включения мраморов наблюдались только в гранитах и ни разу не были



Фиг. 42. Шлировый кварцевый диорит ($^1/_3$ н. в.).

встречены в диоритах. При изменении мраморов, в качестве новообразования появляются пироксен и роговая обманка. Все это с известной долей вероятности позволяет поставить вопрос об образовании кварцевых диоритов путем ассимиляции мраморов. Тогда становится ясной и та картина непостоянства текстурных и структурных признаков диоритов, которая для них весьма характерна. Это разнообразие типов и их шлировость значительно труднее объяснить направленным процессом дифференциации. Интересно отметить, что в работе, посвященной гранитоидам тургоякского штока, исходя из петрохимических соображений, В. В. Аршинов (1936) также приходит к выводу, что гранодиоритовый состав этих пород обусловлен ассимиляцией амфиболитов или известняков.

Таким образом, первый и главный этап интрузивной деятельности нам представляется в следующем виде. В краевую зону протерозоя, вдоль его границы с зеленокаменным комплексом, после того как надвиговый уральский контакт был окончательно сформирован герцинскими движениями, произошло вторжение гранитной магмы. При вторжении магма прорвала

уральский контакт, что указывает на более поздний возраст интрузии. В пределах протерозоя появление гранитов обусловило возникновение приподнятой структуры, в которой наблюдаются более глубокие горизонты шайгатанской свиты. Во включениях кровли, в сводовой части гранитного купола сохранились толщи слюдяно-кварцитовых сланцев, кварцитов и мраморов, а также кварциты и кварцитовые сланцы вышележащих горизонтов (гора Пугачева) шайгатанской свиты.

Под влиянием интрузии кристаллические сланцы испытали перекристаллизацию в присутствии пневматолитических отщеплений гранитов, которые обусловили явления фельдшпатизации и биотитизации с новообразованием циркона, ортита, анатита, титанита и турмалина, а в мраморах дополнительно микроклина, пироксена и роговой обманки. Вероятно, ассимиляция гранитами пород кровли (мраморов) привела к появлению на границе с ними жидкости кварц-диоритового состава. Последняя проникала и в толщу сланцев, где известны мелкие инъекции соответствующего состава. Возможно, что процессы ассимиляции нашли отражение также и в том, что краевые зоны плутона около блоков пород кровли имеют гранодиоритовый состав, тогда как в центральных частях интрузива роль калиевого полевого шпата значительно возрастает. Выше были приведены соображения, по которым можно думать, что в нашем районе магма вторгалась в направлении с севера на юг. Судя по отношению интрузива к породам кровли, в поперечном разрезе он представляет купол с пологой вершиной и крутыми склонами.

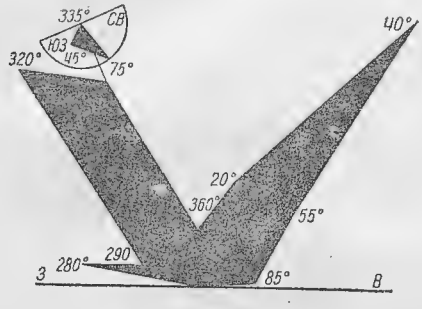
Начало кристаллизации гранитов плутона сопровождалось подвижками, во время которых породы кровли, в том числе и ранее остывшие кварцдиоритовые краевые зоны, подверглись раздроблению и смятию, а в гранитах вблизи кровли возникли ориентированные структуры. Этот момент геологической истории сопровождался реакциями гранитов с кварцевыми диоритами. Приток летучих в краевые части интрузива обусловил появление в них двуслюдяных разностей гранитов. Вероятно, к числу отголосков реакционных отношений к породам кровли следует отнести почти повсеместное появление в гранитоидах эпидота, развивающегося вместе с хлоритом по биотиту. Кристаллизация гранитов сопровождалась отщеплением небольших шлиров пегматитов, связанных с ними постепенными переходами. На более поздний момент остывания этих шлиров указывает то, что иногда от них отходят тонкие прожилки, секущие сланцеватость гранитов.

После остывания плутона в нем под влиянием давления возникла система трещин, среди которых мы должны выделить трещины, ориентированные вдоль сланцеватости — трещины S. Они имеют непостоянное положение и меняют его в зависимости от очертания границ с породами кровли, что хорошо видно из фиг. 43. Среди трещин других направлений преобладают три системы. Одна из них идет в направлении, близком к СЗ 295—300°. Это преимущественно трещины вертикальные или падающие круто на юго-запад. Трещины направления СЗ 335° имеют крутые падения в обе стороны; отдельности простирания СВ 75—80° имеют, главным образом, вертикальные падения (фиг. 44).

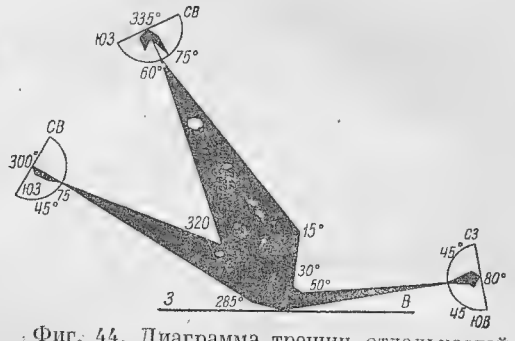
После остывания массива часть трещин, преимущественно имеющая направление, близкое к меридиональному, была заполнена тонкими прожилками пегматитов, развитыми как среди гранитов, так и в кварцевых диоритах. Естественно ожидать, что остывание плутона закончилось гидротермальными процессами, но выделить их в связи с большим развитием жильных пород в более поздние моменты не представляется возможным. Новый этап проявления бокового давления сопровождался появлением обильной жильной серии пород. В этом ряду первыми образовались керсантиты, затем жильные граниты и, наконец, серые плотные гранодиорит-порфиры, часто имеющие фельзитовое сложение основной массы.

Керсантиты встречаются редко. Они образуют короткие дайки мощностью до 1.5 м, развитые преимущественно вдоль крутопадающих трещин гранитов, имеющих простирание СВ 60—80° (фиг. 45). Наибольшее количество даек встречено в районе железной дороги, а в единичных случаях они констатированы к северу от нее.

Макроскопически это плотные мелкозернистые темносеро-зеленые породы, окраска которых обусловлена присутствием большого количества



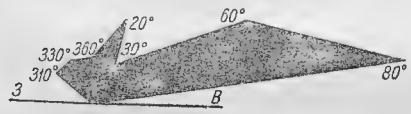
Фиг. 43. Диаграмма простирания сланцеватости в гранитах Сыростанского массива.



Фиг. 44. Диаграмма трещин отдельностей в гранитах Сыростанского массива.

хлорита. Границы даек как с кварцевыми диоритами, так и с гранитами — резкие. В зальбандах дайки нередко рассланцованы и содержат тонкие прожилки эпидота.

Наиболее сохранившиеся разности пород состоят из мелкозернистой массы зонального олигоклаза (ядро № 35, оболочка № 25) роговой обманки и биотита. В результате развития гидротермальных процессов плагиоклаз подвергся разложению с образованием вторичного альбита, эпидота и кальцита. За счет биотита и роговой обманки возникли хлорит и эпидот, а по биотиту дополнительно мусковит. В породах появляется немного вторичного кварца и зерен пирита. Вероятно, эти вторичные процессы связаны, главным образом, с гидротермальной деятельностью жильных гранитов. Инъекция последних сопровождалась несколько более интенсивными подвижками, а местами, например в кварцевых диоритах, образованием зон рассланцованности, в пределах которых последние превращены в кварцево-эпидот-альбит-хлоритовые сланцы. Сланцеватость нарушенных зон иногда направлена под прямым углом к направлению ориентированных текстур, выходящих непосредственно рядом гранито-гнейсов. Дайки керсантитов также подверглись деформации с явлениями скручивания и раздробления. Гранитоиды жильной серии образуют дайки, мощность которых колеблется от 1.5 до 50 м. Преобладают дайки мощностью от 5 до 15 м. Длина даек большей частью не превышает 100—200 м, но встречаются жилы длиной до 1 км.

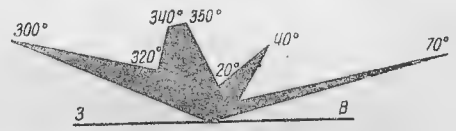


Фиг. 45. Диаграмма простирания даек керсантитов.

Жильные граниты представлены розовыми лейкократовыми мелко- и среднезернистыми, иногда порфировидными разностями массивного сложения. Они состоят из розового или белого полевого шпата, кварца и слюд. Кварц присутствует в большом количестве. Содержание биотита меньше, чем в нормальных гранитах. Часто в породах присутствуют мелкие выделения магнетита, альмандина и лимонитизированного пирита. Кубики последнего иногда достигают до 1 см. Минералы в породах распре-

делены неравномерно. Наблюдаются отдельные участки, обогащенные биотитом и прозрачным стекловидным, иногда розоватым кварцем. В центральных частях даек местами наблюдается появление мусковита. Среди преобладающих равномернозернистых разностей жильных гранитов следует отметить неравномернозернистые, в которых присутствуют аплитовые и пегматитовые шлировые отщепления, а также прожилки мощностью от 3 до 10 см. В случае шлиров наблюдается постепенный переход между ними и вмещающими жильными гранитами. В случае прожилков, располагающихся по простиранию даек, их границы всегда резкие. Очень часто прожилки аплита имеют тонкие пегматитовые оторочки; значительно реже встречались обратные картины. В искусственных обнажениях видно, как от даек жильных гранитов из их зальбандов отходят тонкие прожилки пегматитов, заполняющих в окружающих породах многочисленные трещины. Эти картины соотношений пород говорят о том, что источником высокоподвижных пегматитовых растворов в большинстве случаев были жильные граниты.

Под микроскопом в составе жильных гранитов наблюдаются кварц, микроклин, альбит, биотит, апатит, магнетит, мусковит и серицит. Количественный минералогический состав пород непостоянен. Это относится, главным образом, к калиевому полевому шпату, который иногда совершенно исчезает, и тогда мы имеем альбитовые граниты. Обычно, это почти лишенные темноцветных лейкократовые мусковитовые разности с более интенсивно развитыми процессами серицитизации. В них часто наблюдается пирит. Иногда зальбанды даек альбитовых гранитов сильно рассланцованы, серицитизированы и содержат желваки и прожилки жильного кварца, с которым связана редкая вкрапленность золотоносного пирита.



Фиг. 46. Диаграмма простирания даек жильных гранитов.

Жильные граниты развиты, главным образом, вдоль двух систем трещин, отвечающих поверхностям расколов, которые были отмечены выше для гранитов. Эти направления: СВ — 75—80° и СЗ—290—300° (фиг. 46). Небольшое количество даек отвечает направлению главной отдельности СВ—40° и трещинам СЗ—340—350°.

Пегматиты представлены крупнозернистыми разностями, состоящими из розоватого или белого микропертита, альбита, кварца и биотита. Величина зерен полевых шпатов достигает 5—10 мм. Те же размеры характеризуют пластинки биотита, иногда образующего местные розеткообразные скопления. Сравнительно редко встречались пегматиты с графическими структурами, в которых выделения калиевого шпата достигают 5 см. Иногда в дайках присутствуют магнетит, альмандин, мусковит и пирит.

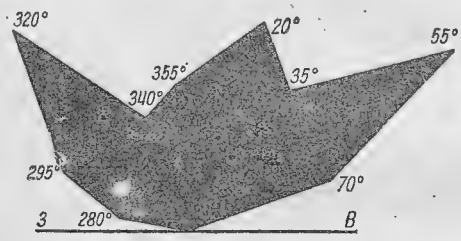
К крупнозернистым кварцево-ортоклазовым дайкам, расположенным среди гранитов в 2.5 км к западу от горы Валежной, приурочены небольшие концентрации флюорита. Здесь же встречались кварцевые, флюоритсодержащие жилы. В составе даек констатированы мусковит, биотит, горный хрусталь и незначительное количество молибденита. Мусковит, кроме мелких чешуек, рассеянных во всей массе пород, образует в трещинах более крупные скопления.

Аплиты залегают в тонких прожилках мощностью 10—15 см. Они представлены массивными плотными белыми или розоватыми породами, состоящими из кварца, микроклина, альбита, мелких чешуек биотита, мусковита и небольшой примеси фистацита. Довольно часто в аплитах встречаются кубики лимонитизированного пирита.

Вблизи даек жильных гранитов, пегматитов и аплитов в гранитах наблюдаются явления хлоритизации. С жильными гранитами связаны прожил-

ки кварца, мощность которых обычно незначительна и только в редких случаях достигает 1 м. Кварцевые жилы выполняют преимущественно трещины северо-восточного простирания. Жильный кварц стекловидный или молочно-белый, часто содержит пустотки, выполненные мелкими друзами горного хрусталя. Вдоль границ жил кварца присутствуют мелкие листочки мусковита, хлорита и зерна пирита. В кварцевых жилах, пересекающих ксенолиты кварцевых диоритов, амфиболитов, а также граниты, в тех участках, где последние содержат включения, появляется немного выделений желто-зеленого эпидота. Кварцевые жилы моложе пегматитов и аплитов, так как пересекают последние с явлениями смещения. Помимо кварцевых жил этого возраста изредка наблюдаются более древние, вероятно, связанные с последними моментами остывания гранитов.

Жильные процессы закончились вторжением гранодиорит-порфиров, обладающих мелкозернистой или плотной основной массой. Породы имеют серые, различной интенсивности окраски, обусловленные присутствием в их основной массе равномерно распределенных мелких чешуек биотита. Количество вкрапленников в гранодиорит-порфирах непостоянно. Они представлены кварцем и белым или розовым полевым шпатом, образующим выделения размером до 5 мм. Изредка встречаются плотные афировые разности. Породы иногда пересечены прожилками кварца и пегматита мощностью до 2 см. В результате последующих изменений в гранодиорит-порфирах наблюдается серицитизация, связанная с присутствием тонких кварцевых прожилков.



Фиг. 47. Диаграмма простирания даек гранодиорит-порфиров.

Основная масса гранодиорит-порфиров состоит из кварца, полевых шпатов и биотита. Вкрапленники представлены олигоклазом № 22. Изредка в порфировых выделениях наблюдается решетчатый микроклин. Кварц образует редкие вкрапленники. Основная масса пород мелкозерниста, иногда приближается к фельзитовой. Она состоит из плагиоклаза, кварца и биотита. Калиевый полевой шпат развит в небольшом количестве. Из акцессорных присутствуют апатит и магнетит. Вторичные — представлены хлоритом, серицитом, эпидотом и карбонатом. Аналогичные гранодиорит-порфиры указаны В. В. Аршиновым (1936) для Тургоякского штока.

Время вторжения гранодиорит-порфиров после жильных гранитов устанавливается по пересечению ими последних. Появление гранодиорит-порфиров сопровождалось новым раздроблением плутона, благодаря чему поднявшаяся магма заполняла отчасти трещины прежних направлений, но кроме того отчетливо выявляются три новых максимума (фиг. 47). Преимущественным развитием пользуются дайки с простиранием СЗ 320—335°, затем СВ 20° и СВ 55°. Процесс формирования жильной серии плутона был достаточно сложным и распадается на ряд описанных выше этапов. Каждый из них характеризуется ясными признаками движений, изменением состава поднимавшейся магмы, а также поствулканическими процессами.

Жильные породы развиты как среди плутона, так и в породах кровли. В пределах исследованной площади было встречено около 300 выходов жильных пород. При этом и гранодиорит-порфиры и жильные граниты встречаются приблизительно одинаково часто и на их долю приходится свыше двухсот точек.

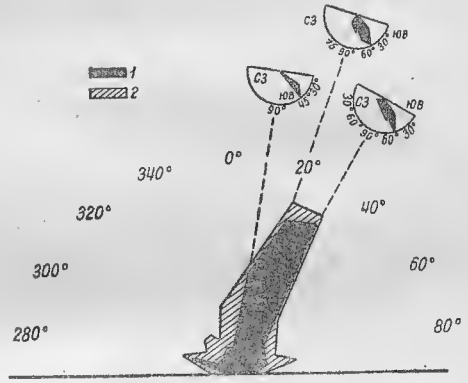
Кварцевые жилы в пределах нашего массива имеют различный возраст, отвечающий: а) остыванию самих гранитов, б) вторжению жильных гранитов, в) вторжению гранодиорит-порфиров. Наибольшее количество кварцевых жил, пегматитов и аплитов ясно связано с жильными гранитами.

Б. Западный комплекс

В геологическом строении местности, лежащей к западу от меридиана г. Златоуста, следует выделить две зоны. Из них восточная (уреньгинская) представлена довольно широкой (4 км) полосой слюдяно-кварцитовых сланцев, среди которых подчиненную роль играют кварциты, гранатовые и ставролит-гранатовые слюдяные и другие сланцы. Эти продукты метаморфизма осадочных пород слагают систему возвышенностей хребта Уреньга, горы Косотур и им подчинены амфиболиты Назямских гор. Западная зона (инъекционная) характеризуется широким развитием процессов гранитизации сланцев уреньгинской свиты, и здесь мы можем наблюдать все этапы их превращения в гнейсы. Среди гранитизированных пород в небольшом количестве сохраняются участки кровли. Восточная граница инъекционной зоны проходит вдоль западного подножья Назямского хребта. Она линейно ограничивает область развития процессов гранитизации и мы вряд ли ошибемся, если придадим ей тектонический характер. Западная граница, по которой протерозойские породы контактируют с немыми свитами палеозоя западного склона Урала, является также тектонической и отмечена интрузией гранитов.

1. Уреньгинская зона

Простирание пород уреньгинской свиты СВ 10—50°, а падения почти исключительно юго-восточные с углами от ЮВ 45 до 60° (фиг. 48). Это справедливо не только для сланцев уреньгинской зоны, но и для гнейсовых сланцев и гнейсов, образовавшихся путем их метаморфизма. Еще одной отличительной особенностью всех пород свиты является наличие в них юго-западного штрекунга, т. е. направленность последнего, сравнительно с тем, что мы видим в карбонатной и уральской свитах, прямо противоположная. В схеме строение западной части протерозойского комплекса можно изобразить в виде двух крупных структур. Из них западная, в пределах которой развиты процессы гранитизации, является приподнятой зоной, а восточная, занятая сланцами уреньгинской зоны, представляет ограниченный тектоническими линиями блок моноклинально падающих пород, осложненных второстепенной складчатостью.



Фиг. 48. Диаграмма трещин отдельностей для пород Уреньгинской свиты.

1 — простирание сланцеватости, *2* — трещины сланцеватости.

В пределах уреньгинской зоны мы наблюдаем слоистую толщу сланцев, состоящую из сравнительно небольшого числа главных типов пород. Преобладающими среди них являются слюдяно-кварцитовые сланцы, слагающие на западе склоны Назямского хребта и горы Гуриха, а на востоке широкую полосу хребта Уреньга и горы Косотур. Толще сланцев подчинены прослои кварцитов и кварцитовых сланцев. Хорошо выдержанный прослой кварцитов, мощностью около 250 м, констатирован всюду вдоль восточной границы амфиболитов Назямского хребта. Вторая мощная полоса кварцитов, отличающихся местами содержанием микроклина, расположена вдоль контакта уреньгинской и карбонатной свит.

Кроме того, в пределах хребта Уреньга и горы Косотур мы имеем ряд более или менее мощных прослоев кварцитового состава. Их выходы сосредоточены, главным образом, на юге хребта Уреньга, причем они не отличаются хорошей выдержанностью и нередко по простиранию выклиниваются. Таким примером являются кварциты, развитые на вершине и на восточном склоне хребта Уреньга. При движении к г. Златоусту их мощность значительно уменьшается и, наконец, они из разреза исчезают. Кроме кварцитовых пород в слюдяно-кварцитовых сланцах залегают тонкие прослои гранатовых и ставролит-гранатовых слюдяных сланцев. В пространстве между хребтом Уреньга и горой Косотур и Назямским хребтом большим распространением пользуются ставролит-гранатовые слюдяные сланцы, которые к северу от железной дороги слагают ряд увалов, а к югу от нее широкую, преимущественно пониженную часть рельефа. Гранатовые и ставролит-гранатовые слюдяные сланцы местами обогащены графитом, а кроме того, несут признаки регрессивного метаморфизма с развитием в них хлоритоида, хлорита и серицита.

В нашем распоряжении нет данных, которые позволили бы говорить точно о структуре уреньгинской зоны. Благодаря отсутствию маркирующих горизонтов выделить в ней отдельные, более мелкие структурные элементы не представляется возможным. Здесь имеются два пути. Если считать всю толщу пород как одно непрерывно наслоенное целое, тогда при движении от Назямских гор на восток мы наблюдаем все более и более высокие горизонты, т. е. в этом варианте уреньгинскую зону нужно рассматривать как блок моноклинально падающих пород, ограниченных с запада и востока тектоническими линиями. По второму варианту толщу слюдяно-кварцитовых сланцев можно отнести к нижней части разреза, а ставролит-гранатовые слюдяные сланцы — к его верхам. В таком случае в пределах уреньгинской зоны на востоке и западе будут располагаться две второстепенные наклоненные на запад антиклинальные складки; синклиналь между которыми заполнена ставролит-гранатовыми слюдяными сланцами. Некоторое подтверждение последнему взгляду мы находим в более западных частях района, в инъекционной зоне.

Если считать, что там процессы гранитизации получили широкое развитие в приподнятой антиклинальной структуре, в связи с наличием на небольшой глубине мощной гранитной интрузии, то, очевидно, в такой обстановке наибольшим изменениям подверглись нижние горизонты свиты. Как мы увидим ниже, среди гранитизированных пород и остатков кровли мы совсем не встречаем признаков измененных ставролит-гранатовых слюдяных сланцев, и это обстоятельство заставляет считать более вероятной вторую схему геологической структуры. Попутно укажу, что И. В. Мушкетов (1877) также принимал для Уреньгинского хребта антиклинальное строение.

Все породы уреньгинской зоны образуют моноклинально падающую толщу, в которой их сланцеватость совпадает со слоистостью. Простирание пород всегда СВ 10—20°, а среди юго-восточных углов падения преобладают наклоны ЮВ 45—60°. Несколько более круто залегают гранатовые и ставролит-гранатовые слюдяные сланцы, в которых преобладают падения ЮВ 60°, а кроме того, изредка наблюдаются и наклоны СЗ 45—60°. Последнее обстоятельство, вероятно, объясняется существованием среди них перемятых и плойчатых участков. Довольно часто в породах наблюдается штрекунг, имеющий южные направления от СЮ 180° до ЮЗ 225° и углы наклона от 15° до 25°. Изредка штрекунг имеет северо-восточные направления с теми же углами падения.

Слюдяно кварцитовые сланцы свиты представлены светло-серыми или желтовато-белыми мелкозернистыми и тонкосланцеватыми породами. Благодаря обилию мусковита, составляющего до 40% массы

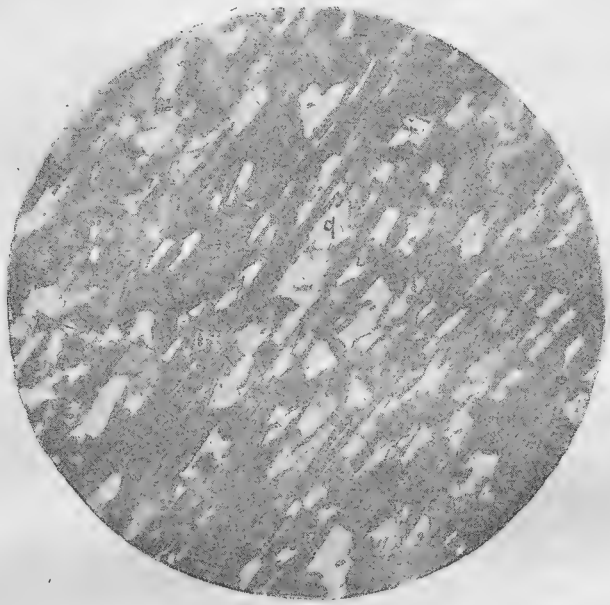
пород, поверхности сланцев обладают серебристым блеском. Местами в них заметен биотит, образующий мелкие темнокоричневые листочки, часто замещенные зеленым хлоритом. Из других минералов присутствуют мелкие округлые фиолетовые порфинобласты альмандина величиной до 2 мм и буровато-черные призмы ставролита. Гранат и ставролит распределены неравномерно и встречаются в небольших количествах в отдельных прослоях. На восточных склонах горы Косотур и хребта Уренья в породах часто присутствуют черные, блестящие в изломе, включения магнетита размером 1—2 мм. Количество их местами достигает 3—5%; они приобретают роль существенного компонента.

Толща слюдяно-кварцитовых сланцев не является однородной. Путем увеличения содержания мусковита они переходят в слюдяные тонкочешуйчатые сланцы, имеющие внешне тот же характер, что слюдяно-кварцитовые разности. Мощность прослоев слюдяных сланцев измеряется от 0.2 до 2 м. Как правило, в слюдяных сланцах немного увеличивается содержание граната и чаще заметны редкие выделения ставролита. С другой стороны, путем увеличения содержания кварца мы наблюдаем переходы от слюдяно-кварцитовых сланцев к кварцитовым. Последние обычно залегают в тонких прослоях, тогда как более мощные, измеряемые 10—20 м, представлены мелкозернистыми, явно сланцеватыми кварцитами. Только в самых мощных (200—250 м) горизонтах кварцитов, залегающих на восточном склоне Назямских гор, у вершины хребта Уренья, и по границе с карбонатной свитой они представлены белыми среднезернистыми массивными разностями.

Главную массу кварцитовых пород (90—95%) слагает кварц. Остальные минералы играют подчиненную роль. Среди них преобладает мусковит и биотит Кварциты характеризуются неравномернозернистой структурой, причем среди кварца можно выделить зерна двух генераций: 1) крупные зерна размером до 1 мм и 2) мелкие величиной 0.03—0.1 мм. Скелет пород на 85—90% сложен большими зернами кварца, между которыми располагаются цепочки и скопления мелкозернистых аггрегатов того же минерала. С большими выделениями кварца ассоциируются крупные чешуйки мусковита и биотита. В мелкозернистых аггрегатах также развиты мусковит, биотит, а кроме того, хлоритоид, магнетит и иногда цоизит и титанит. Большие чешуйки биотита, обычно, хлоритизированы, в то время как биотит второй генерации является свежим. Взаимоотношения минералов говорят о перекристаллизации пород, в связи с чем возникают минералы второго поколения, в том числе и хлоритоид. Кварцитовые сланцы характеризуются развитием равномерно и мелкозернистой массы кварца, которая проросла большими чешуйками мусковита, биотита первого поколения и таблицами хлоритоида. Сохранившийся в сланцах ставролит, обычно, находится в стадии замещения мусковитом II, биотитом II и хлоритоидом. Среди этих минералов второй генерации присутствует турмалин и иногда пирит. Большие листочки биотита I почти целиком хлоритизированы. Гранат вторичными процессами затронут очень слабо.

По структурам к описанным породам близки *слюдяно-кварцитовые сланцы*. Они состоят из мелкозернистой сланцеватой массы кварца, проросшей большим количеством листочков мусковита. Биотита в породах немного, но в некоторых выходах он преобладает. Реже встречаются порфинобластические разности с большими выделениями ставролита и граната, вытянутыми вдоль сланцеватости. Распределение минералов в породах неравномерное. Наблюдается чередование полос, сложенных преимущественно то кварцем, то мусковитом. Ширина полос 0.2 мм. К слюдяным прослоям часто приурочены большие зерна магнетита. Вся указанная ассоциация минералов возникла одновременно во время первого этапа формирования кристаллических сланцев.

Перекристаллизация пород выражается в появлении порфиробластов биотита II и мусковита II, в замещении ставролита биотитом с последующим развитием на месте последнего хлорита и серицита. Гранат более устойчив и подвергается незначительной серицитизации. Из других новообразований отметим турмалин, ортит и циркон. Тонкие призмы турмалина иногда концентрируются в слюдяных прослоях и нередко по отношению к сланцеватости ориентированы безразлично. Наиболее широко в сланцах развиты процессы хлоритизации и обесцвечивания биотита обоих поколений. На месте мусковита первой генерации образуется аггрегат чешуек серицита. Те разности пород, которые содержали много биотита, под влиянием хлоритизации превращены в зеленоватые хлорит-серицит-кварцитовые сланцы, в которых от ставролита сохранились контуры, выполненные скоплениями хлоритоида, серицита и хлорита.



Фиг. 49. Слюдяно-кварцитовый сланец (+, увел. 25).
q — кварц, ot — хлоритоид

Таким образом, в кварцитовых породах и в слюдяно-кварцитовых сланцах уреньгинской свиты мы видим ясные признаки перекристаллизации. Его начальные стадии характеризуются новообразованием биотита, мусковита, циркона, ортита, турмалина и хлоритоида. Однако в противоположность породам уральской свиты, в нашем случае значительно более широким распространением пользуются процессы хлоритизации и серицитизации, ясно сказывающиеся и на внешнем облике пород. Такие минералы как ставролит в большинстве случаев замещены хлоритоидом. Иногда породы настолько изменены, что мы не находим признаков ставролита и хлоритоид в виде вытянутых табличек расположен между зернами кварца. Вместе с тем наличие в таких хлоритоидных кварцитовых сланцах биотита II с цирконом, ортитом и турмалином, слабо выраженное волнистое угасание кварца, не отвечающие степени рассланцованности пород, все это говорит о полной их перекристаллизации. Слюдяно-хлоритоид-кварцитовые сланцы, возникшие за счет слюдяно-ставролит-кварцитовых сланцев, обладают серой, зеленовато-серой окраской, тонко сланцеваты и содержат хлоритоид в количестве до 20% (фиг. 49).

Помимо указанных пород, в слюдяно-кварцитовых сланцах горы Косотур имеются очень узкие прослои, указывающие на присутствие в первоначальных осадках карбонатного материала. Такие прослои содержат довольно много мелкого красноватого граната, иногда плагиоклаз, амфибол, эпидот, клиноцоизит и карбонат. Кроме того, для них характерно присутствие свежего биотита, плеохроирующего в зеленовато-коричневых тонах и содержащего включения турмалина и циркона. Интересно, что в сланцах, содержащих карбонат, отмечено наличие тонких прожилков кварца с биотитом. В других случаях, как, например, в восточном конце выемки железной дороги, расположенной у северного конца горы Косотур, мы наблюдаем прослои, состоящие из тремолита, граната и цоизита. Залегающие в слюдяно-кварцитовых сланцах прослои гранатовых и ставролит-гранатовых слюдяных сланцев имеют небольшую мощность, измеряемую от 1—2 м до 50 м. Границы их со слюдяно-кварцитовыми сланцами то резкие, то они связаны с последними постепенными переходами. Ставролит-гранатовые слюдяные сланцы весьма неоднородны. В них преобладает то биотит, то мусковит, а количество ставролита и граната весьма непостоянно. Также непостоянно и содержание кварца. В хребте Уреньга ставролит-гранатовые слюдяные сланцы сильно хлоритизированы. В них на месте ставролита развивается хлоритоид, и они приобретают серо-зеленую окраску.

Первоначальная толща осадков, за счет которых образовались все описанные породы, была весьма неоднородна. Это были преимущественно глинистые песчаники, превращенные в слюдяно-кварцитовые сланцы. Степень загрязнения их магнезиально-железистыми соединениями была незначительна, но отдельные прослои, иногда достаточно широкие, характеризуются присутствием биотита и магнетита. Обломочное происхождение первоначальных пород подтверждается нахождением в сланцах горы Косотур метаморфизованных сплющенных галек кварцитового состава.

Количество глинистого материала в песчаниках было непостоянным и за счет разностей, обогащенных им, возникли тонкие прослои слюдяных, главным образом мусковитовых, сланцев. Помимо этого, в первоначальных осадках имелись маломощные горизонты с карбонатным и, вероятно, с кремнистым цементом, а также глинистых сланцев. Эти типы осадков обусловили возникновение сланцев с амфиболом, эпидотом и карбонатом, а с другой стороны, кварцитовых прослоев и ставролит-гранатовых слюдяных сланцев. Количество прослоев песчаников в толще осадков было непостоянным. Об этом можно судить хотя бы по тому, что выходы кварцитов и кварцитовых сланцев в хребте Уреньга пользуются бо́льшим распространением, чем на севере, на горе Косотур.

Для описываемой свиты нам остается коснуться толщи гранатовых и ставролит-гранатовых слюдяных сланцев, а также сланцев-диафторитов, которые возникают на их месте путем перекристаллизации. Эти породы пользуются широким распространением к западу от хребта Уреньга и горы Косотур и образуют толщу, залегающую, вероятно, выше слюдяно-кварцитовых сланцев. Гранатовые и ставролит-гранатовые слюдяные сланцы отчасти напоминают аналогичные породы уральской свиты, но отличаются от них большей мелкозернистостью, темными окрасками и непостоянным содержанием ставролита и граната. Благодаря небольшой величине выделений ставролит заметен в породах плохо, а гранат образует порфиробласты величиной до 5 мм. Содержание граната в отдельных прослоях сланцев достигает 10—20%, но обычно оно небольшое. На ряду с темноокрашенными разностями пород, цвет которых обусловлен содержанием в них биотита, хлоритоида, хлорита и тонко распыленного графита, встречаются светлоокрашенные существенно мусковитовые сланцы. Другие отличия этих пород уреньгинской свиты сводятся к наличию в них тонкой

сланцеватости и присутствию отдельных, сильно рассланцованных, обогащенных графитом прослоев.

Породы обладают ясно выраженной сланцеватостью и гранобластической структурой. Сланцеватость подчеркивается чередованием полос, сложенных кварцем, мусковитом и биотитом. Эти три минерала слагают около 60 % всей массы пород. В кварцево-слюдяной массе расположены порфиробласты граната и ставролита, выделения которых также вытянуты в направлении общей сланцеватости. Слюдяные прослои обтекают порфиробласты, а иногда около них тонко сгофрированы. В слюдяных прослоях встречаются участки, обогащенные пылевидным графитом, и мелкие зерна магнетита. Породы несут ясные признаки перекристаллизации. На месте ставролита образуется обычно хлоритоид нередко в ассоциации с серицитом и хлоритом. Аналогичные картины замещения мы наблюдаем и для граната, но для последнего масштаб превращений значительно меньший. Перекристаллизация пород сопровождалась новообразованием в сланцах биотита, иногда в виде порфиробластов с включениями ортита и циркона. Частично биотит развивается одновременно с хлоритоидом на месте ставролита и дает при последующих процессах хлорит. Замещение ставролита иногда проходит настолько полно, что от его выделений остаются контуры, выполненные этими вторичными минералами, среди которых изредка появляется цоизит. Постоянным компонентом, сопровождающим перекристаллизацию пород, является турмалин. В большинстве случаев начальные и более высокотемпературные стадии перекристаллизации замаскированы широко развитыми процессами серицитизации и хлоритизации, которые уничтожают биотит обоих поколений и вызывают превращение листочков мусковита I в аггрегат чешуек серицита, а также сказываются на ставролите и гранате.

Ставролит-гранатовые слюдяные сланцы неравномерно захвачены процессами регрессивного метаморфизма. Их отдельные выходы остаются сравнительно свежими, и вторичные явления сказываются в проникновении в них турмалина. На горе Средний Мыс и в узких прослоях среди слюдяно-кварцитовых сланцев хребта Уреньга и горы Косотур мы встречаем вышеописанные разности, отчетливо затронутые процессами перекристаллизации. При этом последние вообще, и в частности в отношении хлоритизации, в хребте Уреньга являются заметно более интенсивными, чем на горе Косотур. Наибольшие изменения первичных сланцев мы наблюдаем на западных склонах горы Косотур и горы Средний Мыс. Отсюда хлоритоидные сланцы диафториты тянутся двумя полосами на юг за р. Ай в район той части г. Златоуста, которая носит название Уреньга. Из этих полос западная имеет ширину около 600 м, а восточная 300—400 м. В указанных точках выходят обогащенные графитом, иногда марающие руки, темносерые, тонкорассланцованные слюдяно-хлоритоидные сланцы, обычно содержащие мелкие узлы граната.

Наблюдения под микроскопом дают картины перехода слюдяно-ставролит-гранатовых сланцев в слюдяно-хлоритоидные; в менее измененных породах хлоритоид образует на месте ставролита скопления различно ориентированных табличек, между которыми в окружающей массе сланцев развиты мелкие выделения того же минерала. Мы наблюдаем все переходы к таким разностям, где хлоритоид строго подчинен сланцеватости пород. Этот факт говорит о том, что перекристаллизация пород происходила в обстановке проявлений стресса. В конечном счете появляются сланцы-диафториты, которые по внешнему виду иногда совершенно не отличимы от тех, которые непосредственно получаются на первых этапах метаморфизма глинистых осадков. Это черные или темносерые породы, на поверхности сланцеватости которых ясно заметны мелкие скорлуповатые таблички хлоритоида. В изломе пород видно, что часть табличек хлоритоида развивается вкрест сланцеватости.

При выяснении соотношений ставролит-гранатовых слюдяных сланцев со сланцами диафторитами обращает внимание наиболее широкое развитие хлоритоидов в графитсодержащих разностях пород. Очевидно, это связано с тем, что в графитовых сланцах более легко развивались явления смятия, способствовавшие их перекристаллизации. Среди сланцев диафторитов на горе Средний Мыс и к югу от р. Ай встречаются редкие узкие прослои кварцитовых сланцев. К югу от р. Ай обе широкие полосы слюдяно-хлоритоидных сланцев залегают среди слюдяно-кварцитовых. К северу от р. Ай на горе Средний Мыс вместо сланцев диафторитов получают распространение ставролит-гранатовые слюдяные сланцы. Следовательно, здесь, так же как и в полосе пород, слагающих гору Косотур и хребет Уреньга, интенсивность регрессивного метаморфизма при движении на север падает. Условия залегания слюдяно-хлоритоидных сланцев северней р. Ай, в пространстве между вершиной горы Средний Мыс и западным склоном горы Косотур, говорят о том, что мы имеем здесь широкие полосы ставролит-гранатовых слюдяных сланцев, принадлежащих одной и той же дислоцированной и в различной степени перекристаллизованной толще. Ставролит-гранатовые и гранатовые слюдяные сланцы развиты также к северо-востоку от северного окончания горы Косотур, где они слагают ряд пологих увалов, отчасти занятых строениями станционного поселка.

Первичный минералогический состав уреньгинской свиты в общем отвечает мезозоне Грубенмана — Ниггли. Перекристаллизация сланцев уреньгинской свиты, так же как и пород уральской свиты, характеризуется появлением в них биотита, циркона, ортита, хлоритоида, турмалина, хлорита и серицита. Перекристаллизация сопровождалась интенсивным смятием пород, образованием в них тонкосланцеватых и сильно сплоенных зон. Местами сланцы оказываются настолько измененными, что такие минералы, как ставролит, совершенно исчезают и возникают довольно однородные хлоритоидсодержащие породы. Путями проникновения пневматолитических агентов явились зоны смятия рассланцованности и разрывы. Иногда эти пути отмечены образованием тонких прожилков кварца с биотитом и пачками мусковита. Кроме биотита в жильном кварце обнаружен апатит. Биотитизация сланцев идет неравномерно, а иногда отсутствует. В противоположность этому турмалинизация имеет повсеместное распространение. Такое же повсеместное распространение имеют процессы хлоритизации и серицитизации. Оба процесса сильно сказываются на внешнем облике пород и в значительно большей степени, чем в породах уральской свиты. Образующиеся при этом хлорит-серицит-кварцитовые и хлоритоидно-кварцитовые сланцы отвечают условиям равновесия эпизоны Грубенмана, т. е. мы имеем хорошо выраженные признаки ретроградного метаморфизма. Последний в общем захватывает всю толщу сланцев, но особенно сказался в отдельных и более нарушенных зонах, что привело к образованию пород диафторитов.

Кроме кварцевых прожилков, образовавшихся при процессах ретроградного метаморфизма, имеются жилы кварца более древние, вероятно, принадлежащие первому этапу метаморфизма. В большинстве случаев их мощность колеблется от 10 до 40 см и реже достигает 2 м. Они всегда четко видны, образуют раздувы. В последних иногда можно видеть небольшие пустоты, стенки которых покрыты мелкими, плохо образованными кристаллами кварца. Жилы обычно располагаются вдоль сланцеватости пород, иногда ветвятся. При выклинивании прожилков на их продолжении иногда располагаются короткие линзы и желваки кварца. Иногда около жил в сланцах увеличивается содержание мусковита. В других случаях около прожилков заметно увеличивается содержание магнетита. В местах присутствия кварцевых жил сланцы часто мелкоплойчаты и содержат плоскости скольжения, а жильный кварц обычно раздроблен.

Подводя итоги описанию пород уреньгинской зоны, мы должны отметить для них, так же как и для сланцев карбонатной и уральской свит, наличие хорошо выраженного регрессивного метаморфизма, происходившего при наличии большого количества активных пневмато-гидротермальных агентов, связанных с гранитами. Для сланцев уреньгинской свиты характерен тот же щелочной метасоматоз, что и для пород восточного комплекса. Регрессивный метаморфизм сопровождался новообразованием однотипной ассоциации минералов второго поколения (биотит II, мусковит II, ортит, турмалин, хлоритоид и др.) и закончился широким распространением гидротермальных явлений (серицитизация и хлоритизация).

Если исходить из минералогического состава новообразовавшихся компонентов второго этапа метаморфизма, то состав активных агентов, вызвавших перекристаллизацию сланцев, был тот же, что и в случае карбонатной и уральской свит (стр. 75).

Подходя к вопросу с узко минералогической точки зрения, появление в породах биотита II и мусковита II еще не дает основания говорить о диафторезе, поскольку эти компоненты характерны и для первичного состава сланцев. Но такие минералы, как хлоритоид, хлорит и серицит, являются характерными не для мезо-, а эпиметаморфных фаций.

Регрессивный метаморфизм в сланцах уреньгинской свиты выражен значительно более резко, чем на востоке, и это сказывается на внешнем облике пород (зеленоватые окраски) и ведет к появлению сланцев диафторитов. На примере уреньгинской зоны отчетливо видна зависимость степени проявления регрессивного метаморфизма от интенсивности смятия пород и приуроченности сланцев диафторитов к зонам нарушений.

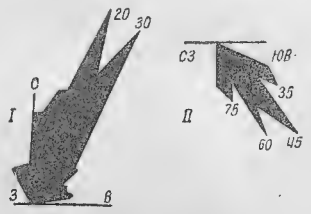
Ф. Бекке и П. Ниггли (Грубенман и Ниггли, 1933) в качестве условий, вызывающих ретрометаморфизм, указывают дислокационные явления и перемещение сланцев из более глубоких частей земной коры в вышележащие. Следовательно, условием для проявления регрессивного метаморфизма в понимании указанных авторов является изменение тектонической обстановки. В этом случае понятие регрессивного метаморфизма получает определенное не только минералогическое, но и геологическое содержание. Совершенно очевидно, что при остывании метаморфических серий в сланцах могут появиться минералы более высоких зон, но будет неправильно, как это делает А. Харкер (1937), считать их за проявление регрессивного метаморфизма. Это будет скорее «автометаморфизм», который, как и в изверженных породах, заканчивает высокотемпературные процессы.

2. Инъекционная зона

Геологическое строение местности, лежащей к западу от Назямского хребта, резко изменяется, и мы попадаем в область, где широко развиты процессы гранитизации. Они накладываются на толщу слюдяно-кварцитовых сланцев и, в зависимости от интенсивности фельдшпатизации и степени перекристаллизации пород, мы имеем в одних случаях гнейсовые сланцы, в других — гнейсы. Эти оба типа пород здесь преобладают. Среди них в виде выдержанных широких полос или с образованием участков сложных конфигураций сохранились слюдяно-кварцитовые сланцы. Наибольшее количество выходов последних расположено к северу от железной дороги. Слюдяно-кварцитовым сланцам, а также продуктам их метаморфизма, подчинены тонкие прослои кварцитов и только на северо-западе, у восточного подножья Губенских гор, кварциты образуют довольно широкую (500 м) полосу, залегающую вдоль границы гранито-гнейсов и гнейсов. Для сланцев и продуктов их превращения характерно простирание СВ 20—30°, и юго-восточные падения с углами от 35° до 70° (фиг. 50). Ясно различимый в породах штрекунг имеет юго-западное направление с углами

падения 10—15°. На крайнем юге района, а также в ряде мест вдоль линии железной дороги отчетливо наблюдается мелкая складчатость. Среди магматических пород следует отметить более древние габбровидные инъекции того же возраста, что и интрузия Назямских гор. Они также превращены в амфиболиты и приурочены к выходам слюдяно-кварцитовых сланцев и значительно реже наблюдаются среди гнейсовых сланцев и гнейсов. Западная граница протерозойского комплекса отмечена довольно значительным интрузивным телом гранито-гнейсов.

Если мы обратимся к литературным источникам, рассматривающим происхождение пород инъекционной зоны, то увидим, что по этому вопросу существуют различные мнения. И. Д. Мушкетов (1877, 150) называет эти зоны гнейсоидными гранитами, Б. А. Успенский относит их к парагнейсам, несмотря на то, что ранее произ годивший исследования А. Н. Заварицкий (1923) высказывается о существовании инъекционного метаморфизма. Результаты наших наблюдений полностью подтверждают точку зрения А. Н. Заварицкого.



Фиг. 50. I. Диаграмма простирания сланцеватости для гнейсов, гнейсовых и слюдяно-кварцитовых сланцев инъекционной зоны; II. Диаграмма углов падения для северо-восточных направлений сланцеватости тех же пород.

Слюдяно-кварцитовые сланцы развиты, главным образом, в местности, лежащей к северу от железной дороги. На левом берегу р. Губенки, недалеко от ее устья, они образуют полосу шириной 750 м, которая при движении на север постепенно выклинивается. На южном продолжении той же полосы лежат небольшие выходы сланцев на левом берегу р. Ай в 113-м лесном квартале. Довольно значительные полосы и неправильные участки, шириной до 500 м, слюдяно-кварцитовых сланцев мы наблюдаем к северу от Нового города вдоль западного подножья Назямского хребта. Мелкие выходы сланцев, сохранившиеся от гранитизации, часто встречаются среди гнейсовых сланцев и гнейсов.

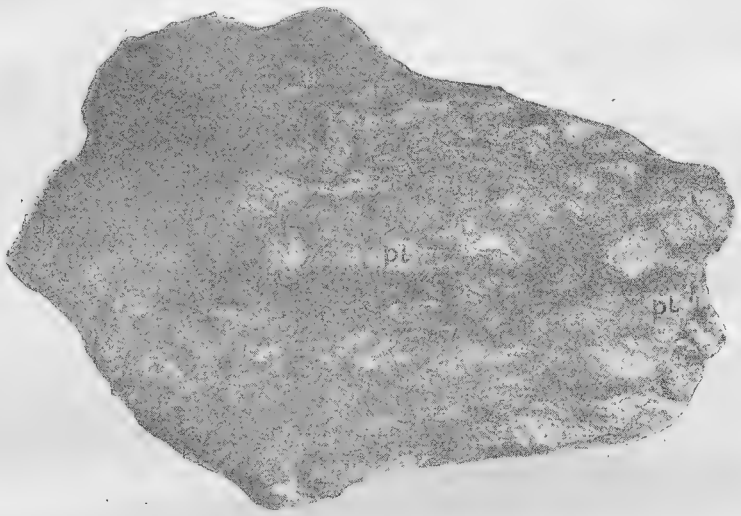
Наибольшим распространением среди пород пользуются светлосерые двуслюдяные тонкорассланцованные среднезернистые разности, состоящие преимущественно из кварца и мусковита. Кроме последнего, породы содержат немного биотита. При увеличении содержания биотита окраска сланцев становится более темной, а в связи с его неравномерным распространением они нередко приобретают полосчатое строение.

В изломе сланцев всегда видно их слоистое сложение, обусловленное чередованием тонких (2—4 мм) кварцевых и кварцево-слюдяных полосок. Размер зерен кварца и листочков слюд обычно не превышает 3 мм; они вытянуты параллельно сланцеватости. Кроме этих минералов можно часто наблюдать магнетит и гранат. Их содержание не превышает 2—3%. Магнетит образует мелкие (до 1 мм) черные зерна, а гранат розоватые округлые порфиробласты размером до 1 см. На ряду с этим альмандин встречается в мелких (2—3 мм) выделениях. Оба минерала распределены в сланцах неравномерно и местами отсутствуют.

Слюдяно-кварцитовые сланцы западной полосы (р. Губенка) представлены как крупно-, так и мелкозернистыми разностями, в которых содержание биотита непостоянно и в общем уменьшается при движении на север. Одновременно породы становятся более крупнозернистыми и обогащаются кварцем, содержание которого достигает в них до 80%. Наблюдается чередование отдельных кварцевых и слюдяных полос. Кварц, кроме того, образует выклинивающиеся прослои и линзы шириной до 5 мм. Вдоль западной границы полосы сланцев в них прекрасно выражена плойчатость. При наличии в сланцах указанных выше кварцевых тонких линз, в последних

наблюдаются раздувы, приуроченные к мульдам и седлам микроскладок. Последние имеют небольшую амплитуду от 0.5 до 1 см, причем расстояние между замками соседних микроантиклиналей колеблется от 2 до 4 см. Плойчатые разности на плоскостях сланцеватости несут многочисленные продольные борозды, указывающие на явления скольжения. Следует отметить, что среди сланцев левобережья р. Губенки изредка встречались разности, содержащие в небольших (0.2—1 см) узлах неправильные черные выделения ставролита, проросшие листочками биотита.

Сланцы, слагающие ряд высот к северу от горы Мышляй, вследствие биотитизации имеют более темную окраску и менее отчетливо выраженное полосчатое сложение. Сравнительно с породами левобережья р. Губенки они содержат немного кварца, и главная роль принадлежит слюдам. Местами в сланцах заметно увеличивается содержание магнетита (5—10%). При хлоритизации биотита в окраске пород появляются зеленые оттенки. В не-



Фиг. 51. Фельдшпатизированные слюдяно-кварцитовые сланцы с порфиробластами альбита (pl) и потоками биотита (на фото темно-серые пятна).

скольких случаях удалось констатировать реликтовые признаки грубообломочного строения пород. Они сказываются в наличии плоских эллипсоидальных галек кварцитов длиной 4—8 см и толщиной 1—3 см. В одних случаях границы галек резкие, в других наблюдается их перекрытие листочками мусковита и биотита. Отличительной особенностью выходов сланцев района северней горы Мышляй является ясно выраженное чередование в них полос, содержащих магнетит с полосами, обогащенными гранатом. Ширина полос доходит до 150—200 м.

Сланцы этой части района почти везде несут признаки фельдшпатизации, приводящей к появлению желтоватых порфиробластов полевых шпатов, размером от 3×5 мм до 10×15 мм. Узлы полевых шпатов обычно вытянуты вдоль сланцеватости и нередко имеют линзообразный характер. На ряду с этим встречаются порфиробласты, растущие по отношению сланцеватости в поперечном направлении. Появление полевых шпатов сопровождается обильной биотитизацией участков прилежащих сланцев, причем многочисленные листочки слюды образуют вокруг порфиробластов своеобразные обертки (фиг. 51).

Породы сложены кварцем, мусковитом и биотитом. В фельдшпатизированных зонах присутствует примесь альбита. Из других минералов кон-

статированы магнетит, циркон, апатит, ортит, хлорит и кальцит. Среди сланцев наибольшим распространением пользуются разности с явно сланцеватой неравномернозернистой кварцевой массой, в которой мелкозернистые мозаичные агрегаты образуются за счет более крупных зерен кварца. На ряду с этим наблюдается чередование полос крупных и мелких выделений кварца. Границы между ними то резкие, то постепенные. Среди зерен кварца располагается небольшое количество листочков мусковита и биотита. Крупные таблицы последнего ассоциируются с большими зернами кварца. По количеству мусковит обыкновенно преобладает над биотитом, причем слюды распределены неравномерно и обогащают тонкие полоски. Биотит встречается и в мелкочешуйчатых агрегатах второй генерации, которые по отношению к сланцеватости ориентированы безразлично. Описанные разности, хотя и являются перекристаллизованными породами, но из привнесенных новых компонентов содержат только немного биотита. Породы бедны акцессорными, к числу которых относятся гранат и магнетит и изредка ставролит. Гранат, в противоположность тому, что мы видели в других частях толщи протерозоя, образует не изометричные, а лапчатые мелкие неправильные зерна. В таких же неправильных выделениях с изъеденными контурами развит ставролит. Оба эти минерала также подвергались перекристаллизации, чем обусловлена необычная для сланцев нашего района форма их выделений.

В более интенсивно перекристаллизованных сланцах кварцевая масса представлена мелкозернистыми агрегатами, среди которых иногда сохраняются более крупные зерна кварца. Участки перекристаллизованного кварца прорастают небольшими чешуйками мусковита и биотита, причем последний, в отличие от более светло окрашенного коричневого биотита первой генерации, плеохронирует в темных зеленовато-коричневых тонах. Нередко среди кварцево-слюдяной массы около больших зерен кварца сохраняются строго ориентированные вдоль сланцеватости большие листочки биотита первого поколения, тогда как слюды второй генерации характеризуются меньшими размерами и плохой пространственной ориентировкой. Иногда биотит II также дает большие порфиробласты, растущие вкрест сланцеватости. Появление биотита II сопровождается привносом апатита, циркона и ортита и частичным замещением этой слюдой граната и ставролита. Часть циркона, вероятно, была раннего осадочного происхождения, так как наблюдается в округлых неправильных включениях в кварце. Последующие процессы минералообразования имеют явно гидротермальный характер. Они сопровождались хлоритизацией и обесцвечиванием темных слюд с новообразованием эпидота.

Описанные структуры пород говорят о перекристаллизации сланцев, которая в обстановке пневматолитических процессов сопровождалась привносом биотита и акцессорных минералов. Пневматолитические агенты использовали плоскости сланцеватости пород, а также имевшиеся нарушения. В свете этих данных нам становится понятным распределение в породах биотита, что связано с неравномерной проработкой сланцев пневматолитическими агентами. Как уже указывалось, к северу от горы Мышляй сланцы и гнейсы образуют сложный рисунок чередования. Простирание сланцеватости пород имеет здесь непостоянное направление от почти широтного СВ 80° до СЗ 340°. Такое же непостоянство мы наблюдаем и в величине восточных углов падения. Все эти признаки мы можем поставить в связь с наличием нарушений, сопровождавших процессы пневматолитического метаморфизма.

К в а р ц и т ы образуют в сланцах и среди гранитизированных пород редкие и небольшие прослои, длина которых не превышает 300—400 м, а ширина 50 м. Исключение составляют кварциты на крайнем северо-западе района, где они залегают по границе гранито-гнейсов и гнейсов и образуют

значительную полосу мощностью около 500 м. Выходы кварцитов на местности образуют развалы глыб, гребни или скалы высотой до 5 м.

Кварциты представлены явно сланцеватыми, мелко- и среднезернистыми, белыми, желтоватыми или сероватыми разностями. Из других минералов в породах различимы мусковит и более или менее хлоритизированный биотит. В мощной полосе на северо-западе района вдоль ее западной границы тянутся белые, местами сливные кварциты, в которых спорадически появляются мелкие зерна альбита, образующие по сланцеватости цепочечные скопления, а также тонкие прослои зеленоватой слюдки, напоминающей по внешнему виду джильбертит. Иногда можно заметить наличие мелкой рассеянной вкрапленности пирита. В центральных и восточных частях той же полосы кварциты становятся светлосерыми, иногда слоистыми, благодаря чередованию тонких прослоев различно окрашенного кварца. Эта прекрасно выраженная слоистость является сохранившимся первичным признаком пород. Таким образом, кварциты вдоль контакта с гранитогнейсами несут явные признаки перекристаллизации: они становятся белыми, в них исчезает слоистость и появляется ряд новых минералов. Одновременно появляются тонкие, до 5 см, различно ориентированные прожилки молочно-белого кварца.

Повидимому, кварциты, сравнительно со слюдяно-кварцитовыми сланцами, подвергаются превращению в гнейсы и гнейсовые сланцы значительно труднее, а потому остатки их прослоев мы наблюдаем среди гранитизированных пород. Как показывает микроскопическое исследование, в этих породах мы имеем явные признаки привноса минеральных компонентов извне, в связи с чем в них содержатся альбит, биотит, апатит, циркон, титанит и турмалин. Рудные минералы представлены магнетитом и пиритом, а из вторичных образований присутствует эпидот.

Среди кварцитов можно выделить мелкозернистые однородные разности, обладающие типичной гранобластической структурой. Из минеральных примесей они содержат биотит и мусковит. Среднезернистые кварциты носят следы более интенсивной пневматолитической обработки. Они неравномернозернисты и, помимо скоплений больших зерен кварца, содержат многочисленные участки мелкозернистого кварца, к которым приурочены биотит, мусковит, иногда альбит, а также акцессорные апатит, ортит, циркон и турмалин. Заключительные моменты минералообразования характеризуются теми же явлениями, что и среди слюдяно-кварцитовых сланцев.

Гнейсовые сланцы и гнейсы образуются путем гранитизации слюдяно-кварцитовых сланцев и очень широко распространены в районе. Местность, расположенная к северу от железной дороги, в большей части сложена гнейсами. К югу от трассы среди гнейсов проходит широкая (2 км) полоса гнейсовых сланцев. Помимо того, гнейсы и гнейсовые сланцы образуют тонкие полосы, иногда чередующиеся между собой или со слюдяно-кварцитовыми сланцами. Гнейсовые сланцы связаны постепенными переходами со слюдяно-кварцитовыми и подобно последним имеют простирание СВ 15—35° и падения ЮВ ∠ от 20 до 80°. Преобладающими элементами залегания являются: простирания СВ 15° и юго-восточные падения ЮВ ∠ 40°. Направление штрекунга в породах непостоянное от южного (180°) до юго-западного (200°). Угол погружения 10—15°.

Явления фельдшпатизации, которым обязаны своим появлением гнейсовые сланцы и гнейсы, проходят в пространстве неравномерно. Поэтому на ряду с вполне сформировавшимися типами пород имеются промежуточные разности, в которых наблюдается весь ход процесса гранитизации.

На возвышенностях к северу от горы Мышляй можно видеть, как в слюдяно-кварцитовых сланцах впачале появляются большие порфиробласты альбита в ореолах значительных скоплений больших листочков биотита.

Благодаря высокому содержанию биотита такие фельдшпатизированные участки приобретают серую окраску. Затем в породах становятся заметными тонкие, нерезко отграниченные полоски аплитового материала. Их ширина колеблется от 2 до 5 мм. В результате дальнейшей гранитизации мы наблюдаем пропитывание аплитовым материалом целых прослоев сланцев мощностью до 1.5 м. Такие фельдшпатизированные участки выделяются более тонкой рассланцованностью и более светлой окраской. Затем полосчатое распределение полевых шпатов исчезает, и они равномерно пропитывают всю массу пород.

Гнейсовые сланцы отличаются от гнейсов меньшим содержанием полевых шпатов, а также тем, что в их внешних признаках очень много общего со слюдяно-кварцитовыми сланцами. Типичные разности гнейсовых сланцев содержат 10—15% полевых шпатов. На внешний вид это серые или зеленовато-серые мелкозернистые сланцеватые породы, состоящие, главным образом, из кварца, полевых шпатов, биотита и мусковита. Кварц стекловатый, реже белый. Полевые шпаты окрашены в желтоватые и розоватые тона и образуют иногда порфиробласты размером до 4 мм. Биотиту принадлежат черные чешуйки величиной до 3—4 мм, среди которых мусковит различим плохо. В гнейсовых сланцах спорадически встречается гранат в виде округлых выделений размером до 1 см. Довольно постоянным компонентом являются мелкие зерна магнетита. На ряду с однородными разностями пород встречаются полосчатые, в которых полевой шпат распределен неравномерно и по сланцеватости развиты тонкие прожилки дымчатого кварца. Последние вообще характерны для гнейсовых сланцев. Помимо тонких прожилков кварц образует в них короткие линзы и глазки. Около больших прожилков, мощностью до 30 см и длиной до 1.5 м, иногда происходит обогащение сланцев мусковитом, дающим скопления также и в кварце. При этом в мусковите можно видеть мелкие лимонитизированные кубики пирита.

Дальнейшее развитие гранитизации ведет к появлению гнейсов. В последних иногда можно видеть большое количество тонких полосок (5—10 мм) аплитового материала. Изредка их ширина доходит до 20 см, а в редких случаях они образуют дайки мощностью до 1.5 м. Последние не имеют резких зальбандов и связаны постепенными переходами с окружающими породами. Особенно хорошо виден процесс рассасывания аплитового материала, когда мы имеем зоны, насыщенные их мелкими прожилками.

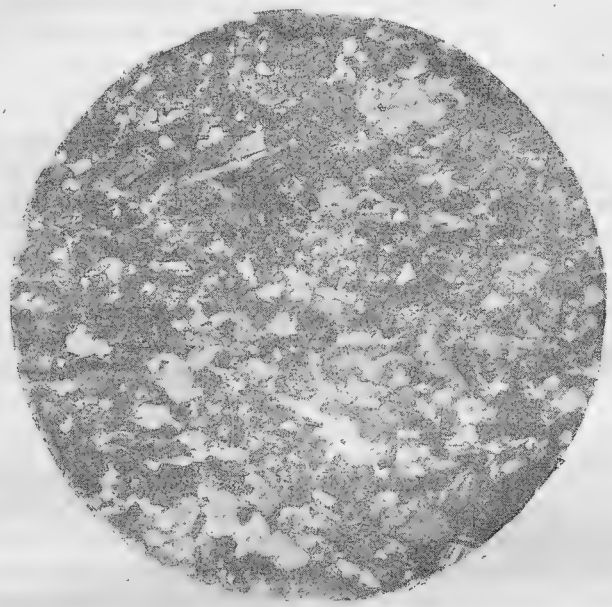
Аплиты представлены мелкозернистыми светлыми сланцеватыми, розовато-желтоватыми породами, состоящими из кварца, плагиоклаза, микроклина и очень небольшой примеси биотита. Под микроскопом в них обнаружены также мусковит, циркон, рутил, апатит, магнетит и титанит, а из вторичных — серицит, хлорит и эпидот. Сланцеватость аплитов — первичный текстурный признак, указывающий на то, что инъекции остывали в условиях бокового давления. Вследствие послойной инъекции гранитного материала наблюдается чередование полос желтовато-белых аплитовых и зеленовато-серых гнейсовых сланцев.

Помимо аплитового материала среди описываемых пород изредка встречаются согласно залегающие инъекции пегматитов. Они имеют длину до 5—6 м, а мощность до 2 м. Чаще они образуют небольшие четковидные, быстро выклинивающиеся прожилки шириной до 20 см. Дайки пегматитов, заключенные в слюдяно-кварцевых сланцах, имеют резко очерченные зальбанды; пегматиты, встреченные в гнейсах, имеют извилистые неправильные границы, причем их мелкие прожилки как бы исчезают и растворяются в массе пород. Пегматиты состоят из больших, до 3—5 см, выделений микроклина, более мелких зерен альбита и кварца. В небольшом количестве присутствуют листочки мусковита и биотита. Слюды располагаются в пегматитах отдельными небольшими пачками. Иногда прожилки пегматитов

обладают зональным строением. Их зальбанды сложены микроклином, а центральные части водяно-прозрачным кварцем. Из других минералов отметим таблички железного блеска, наблюдающиеся среди небольших скоплений хлорита. Весьма характерно, что на контактах с пегматитами биотит в окружающих породах переходит в хлорит.

Среди гнейсов можно выделить ряд разностей, отличающихся характером зернистости и окрасками. Гнейсы, в которых преобладает кварцево-полевошпатовый материал, имеют желтовато-розовую или желтоватую окраску. Разновидности с большим содержанием слюд обладают светло-серой окраской, интенсивность которой зависит от количества биотита.

Макроскопически в составе гнейсов различимы кварц, полевые шпаты, биотит, мусковит, примесь магнетита, иногда гранат. Преобладающими



Фиг. 52. Гнейсовый сланец (+, увел. 25).

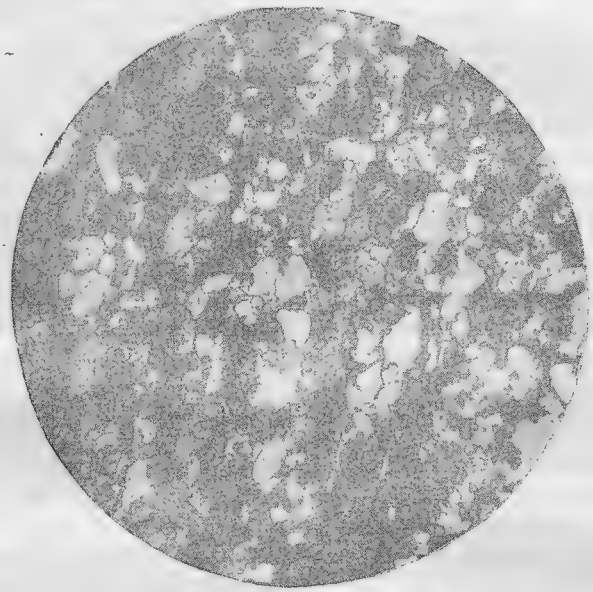
минералами являются кварц (30—40%) и полевые шпаты (35—40%). Среди слюд главную роль играет биотит. В гнейсах, так же как и в гнейсовых сланцах, наблюдается послойное расположение светлых и темных составных частей, но сравнительно с гнейсовыми сланцами это явление здесь выражено значительно слабее, и полосы имеют расплывчатый характер. Ширина полос 2—3 мм. Кварц в гнейсах большей частью стекловидный, реже серовато-белый. Зерна полевых шпатов имеют неправильные угловатые формы. Размер выделений кварца и полевых шпатов не превышает 1—2 мм. Листочки биотита обладают вытянутой формой и их длина в среднем равна 2—3 мм. Среди биотита различаются мелкие чешуйки мусковита. Магнетит образует редкие мелкие неправильные зерна величиной 1—1.5 мм. Также довольно обычными являются округлые мелкие розовые порфиробласты граната. Среди гнейсов описанного характера встречаются отдельные выходы темноокрашенных разностей, богатых биотитом. Последний иногда образует крупные гнезда и участки. Подобные скопления биотита являются обычными для областей контактов гнейсов и амфиболитов.

Провести резкую границу между гнейсовыми сланцами и гнейсами ни в поле, ни под микроскопом нельзя. Между обоими типами существуют пере-

ходные разности. Все же на внешнем облике пород довольно отчетливо сказывается их большая или меньшая близость к исходному материалу, а также и степень насыщенности полевыми шпатами. Эти два признака были использованы при картировании и дали соотношения, показанные на карте.

В составе гнейсовых сланцев и гнейсов констатированы следующие минералы: кварц, плагиоклаз, микроклин, биотит и мусковит; из второстепенных — ортит, циркон, титанит, гранат и магнетит. При вторичных процессах образуются мусковит, хлорит и эпидот (фиг. 52).

По минералогическому составу и структурным признакам гнейсы и гнейсовые сланцы вполне аналогичны. Среди них можно выделить ряд разностей, характеризующих различные этапы развития процесса гранитизации. В гнейсовых сланцах отчетливо выражено сланцеватое сложение,



Фиг. 53. Гнейс (+, увел. 25).

подчеркнутое распределением кварцевых и кварцево-полевошпатовых полос. Последние содержат, главным образом, альбит и значительно реже микроклин. Альбит, помимо мелких зерен, образует порфиробласты, нередко растущие вкрест сланцеватости пород. Кварцевые полосы и участки являются неоднородными. Они состоят из скоплений больших зерен кварца и его мелкозернистых аггрегатов, содержащих примесь полевых шпатов. С большими зернами кварца ассоциируются крупные ориентированные таблицы биотита первого поколения, а среди мелкозернистых кварцево-полевошпатовых участков присутствуют мелкие чешуйки биотита второго поколения. Они безразлично ориентированы по отношению к сланцеватости и с ними связаны ортит и циркон. Перед нами возникает ясная картина перекристаллизации слюдяно-кварцитовых сланцев, во время которой происходило проникновение гранитного материала.

Аналогичные структуры мы находим и в гнейсах (фиг. 53). Отличительной особенностью последних является: а) высокое, до 40%, содержание полевых шпатов, б) значительно большая роль в них микроклина, который на ряду с плагиоклазом также дает порфиробласты, в) новообразовавшийся плагиоклаз, который сравнительно с гнейсовыми сланцами, вероятно, был более основным, так как при его распаде образуется немного цоизита и се-

рицит, чего в гнейсовых сланцах не наблюдалось, г) преимущественное и почти исключительное развитие биотита второго поколения.

Среди гнейсов выделяется также и другая структурная группа, отличающаяся однородностью, равномернозернистостью, отсутствием порфиробластов и полосчатости в распределении минералов. Последние моменты формирования гнейсовых сланцев и гнейсов отмечены хлоритизацией биотита и его обесцвечиванием с появлением эпидота и вторичного мусковита. В плагиоклазе в это время образуются тонкие аггрегаты цоизита и участки серицитизации.

В ряду пород от слюдяно-кварцитовых сланцев до гнейсов в гидротермальную фазу их формирования мы наблюдаем появление эпидота и в очень редких случаях кальцита. Источником CaO могли явиться редкие прослои сланцев, обогащенные карбонатным материалом, наличие которых констатировано в породах уреньгинской зоны. Такое предположение не объясняет повсеместного и довольно равномерного распространения эпидота. Остается наиболее вероятным предположение, что процессу гранитизации был свойственен более основной плагиоклаз, нежели альбит, который мы теперь находим в породах. Расщепление первичного кислого плагиоклаза и освобождение анортитовой молекулы могло дать вполне достаточное количество материала для образования эпидота. Если это так, то такое расщепление, очевидно, имело место в момент фельдшпатизации сланцев, так как очень часто альбит слюдяно-кварцитовых и гнейсовых сланцев признаков разложения не несет. Очевидно, причинами, вызвавшими альбитизацию плагиоклаза, было обилие пневматолитических агентов, в присутствии которых анортит обладает большей растворимостью, чем, между прочим, объясняется и обратная зональность плагиоклазов метаморфических пород.

Сравнение минералогического состава гнейсовых сланцев и гнейсов говорит о том, что первые образовались в более низкотемпературной обстановке, где из полевых шпатов образовался, преимущественно, альбит. Гнейсы, судя по обилию микроклина, являются продуктами более высокотемпературных реакций, с чем вполне согласуется тот факт, что новообразовавшийся в них плагиоклаз был, вероятно, несколько основнее альбита. Наличие в гнейсах и гнейсовых сланцах полос аплитового материала говорит об инъекционном характере процессов гранитизации и о том, что гранитный материал, по крайней мере местами, привносился в сферу реакций целиком.

Мы не можем отрицать, что во время процессов перекристаллизации слюдяно-кварцитовых сланцев часть первичного мусковита и даже биотита могла также послужить источником для образования микроклина, но плагиоклаз вторичных пород, несомненно, является привнесенным. Если считать, что гранитный материал привносился целиком, то, учитывая содержание в гнейсах полевых шпатов 30—40%, привнос кварца выразится величиной 15—20%, а для гнейсовых сланцев 5—8%. Эти соображения очень схематичны и, возможно, не отвечают действительности, но то, что часть кремнезема привносилась в породы извне, является несомненным фактом, о чем говорит наличие тонких полосок дымчатого кварца, не характерного для слюдяно-кварцитовых сланцев. Минералами, обязанными происхождением гранитному процессу, являются циркон, ортит, апатит, турмалин и пирит.

Трудно сказать, что было причиной неодинаковой гранитизации различных участков слюдяно-кварцитовых сланцев. С одной стороны это может быть объяснено наличием нарушенных зон, облегчивших проникновение гранитного материала, а с другой — близостью гранитного массива, залегающего на небольшой, но различной глубине. Учитывая наблюдающееся в гнейсах тонкое перемешивание сланцевого и гранитного материала,

мы должны признать, что гранитные растворы должны были содержать большое количество летучих. Последнее обстоятельство обусловило их высокую подвижность и тонкое проникновение в толщу пород кровли. Находки аплитов и пегматитов среди гнейсов могут служить нам указанием на первичную природу тех магматических отщеплений, которые вызвали столь широко распространенные явления инъекционного метаморфизма.

Приведенные выше данные говорят за то, что проникновение гранитного материала происходило при наличии бокового давления. Плоскости сланцеватости пород и все имевшиеся в последних нарушения служили путями проникновения гранитных растворов. Сланцеватые текстуры гнейсовых сланцев и гнейсов являются отчасти заимствованными у слюдяно-кварцитовых сланцев. Вероятно, остывание всего комплекса происходило в сравнительно спокойной динамической обстановке, так как только в этом случае можно представить дальнейший рост порфиробластов полевых шпатов, развивающихся вкрест их сланцеватости. Таким образом, в инъекционной зоне наиболее высокотемпературные процессы вызывают образование гнейсов, содержащих новообразовавшиеся микроклин, кислый плагиоклаз, ортит, циркон, биотит и др.

Гнейсовые сланцы характеризуются наличием альбита, ортита, циркона, биотита и др. Перекристаллизованные слюдяно-кварцитовые сланцы и кварциты содержат привнесенные биотит, циркон, ортит, турмалин и др. Роль остаточных акцессорных, таких, как гранат, заметно уменьшается в направлении от слюдяно-кварцитовых сланцев к гнейсам, из чего можно заключить, что они подвергаются перекристаллизации и уничтожению.

3. Изверженные породы западного комплекса и продукты их метаморфизма

Кварцево-полевошпатовые амфиболиты

Породы уреньгинской свиты содержат мощные интрузии габброидного состава, превращенные в амфиболиты. В нашем распоряжении нет данных, которые бы позволили сказать что-либо определенное об их возрасте. Верхняя возрастная граница определяется тем, что они вместе с окружающими их сланцами уреньгинской свиты оказываются глубоко затронутыми процессами верхнепалеозойского метаморфизма. Для кристаллических сланцев протерозоя Южного Урала имеются указания на присутствие в них ультраосновных и габброидных интрузий, которые некоторые исследователи склонны считать весьма древними и связывать даже с салаирскими движениями кембрия (Вологдин, 1937). Личное знакомство с этими породами для Учалинского района привело меня к выводу, что они как по составу, так и по геологическим структурам не отличаются от аналогичных образований восточного склона Урала (Коптев-Дворников, 1933). Для последних является достаточно доказанным их среднепалеозойский возраст (Коптев-Дворников, 1937).

Габбро, залегающие среди кристаллических сланцев окрестностей с Кирябинского (Учалинский район), почти целиком превращены в актинолит-эпидот-альбит-хлоритовые сланцы. Наличие инъекций габбро-диабазов констатировано также в сланцах Кушвинского района (Кузнецов, 1932), где они превращены в амфиболиты, а местами в хлоритовые сланцы. В этом районе, кроме этих пород, известны нижнепалеозойские (кембрийские) интрузии гранитоидов и диоритов, также сильно измененных и превращенных в ортогнейсовые сланцы, иногда неотличимые от сланцев осадочного происхождения. Обломки этих интрузивов встречаются в конгломератах нижнего силура. Помимо этого на Урале среди свиты М пользуются распро-

страшением амфиболиты, образовавшиеся путем метаморфизма древних эффузивных пород (Кузнецов, 1932, 1934). В нашем случае полоса амфиболитов Назямских гор не несет никаких признаков (слоистость, неоднородность) их возникновения за счет эффузивных образований. Наоборот, более массивные их разности имеют отчетливо интрузивный характер, с чем вполне увязывается их залегание в форме пластовых залежей в пределах инъекционной зоны, когда они образуют в сланцах параллельные инъекции.

Все же возраст этих интрузивных пород остается неопределенным. Если судить по глубине перерождения пород, их можно отнести к протерозою, однако, по условиям залегания и тенденции давать мелкие инъекции, они напоминают интрузии габбро-диабазов западного склона Урала. В последнем случае известно, что они прорывают нижний силур, но не входят в толщу пород среднего девона. Близость интрузий того же возраста к нашему району (Шишимские горы, гора Магнитная) не исключает и палеозойский возраст интрузивного субстрата наших пород. Что касается глубины их перерождения, то она может быть объяснена широким развитием процессов пневматолитической обработки.

Амфиболиты слагают ряд тел, из которых наиболее крупным является интрузия Назямского хребта. Ее ширина на севере 1.5 км, а на юге она сокращается до 400—500 м. Вдоль западного контакта амфиболитов залегают слюдяно-кварцитовые сланцы, а с востока они ограничены хорошо выдержанным прослоем кварцитов. В амфиболитах ясно выражена сланцеватость, имеющая простирание СВ 20—30° и углы падения ЮВ 45—60°.

В распределении отдельных типов пород можно подметить закономерность. В центральной части массива в большинстве случаев выходят крупнозернистые, слабо слапцеватые, серовато-зеленые породы, состоящие из полевого шпата и роговой обманки, развитых в равных количествах. Размер выделений обоих минералов не превышает 4 мм. Местами плагиоклаз образует более крупные зерна величиной до 10 мм. По внешнему виду эти разности имеют типичный габброидный характер.

Наиболее распространенные амфиболиты представлены сланцеватыми мелкозернистыми разностями, состоящими, главным образом, из роговой обманки и, в меньшей степени, из плагиоклаза. Распределение в породах полевого шпата неравномерное. Местами последний, помимо отдельных зерен, образует тонкие полоски и линзы. Вдоль восточного контакта массива амфиболитов породы сильно рассланцованы и превращены в амфиболитовые сланцы. Они характеризуются темной серовато-зеленой окраской и состоят почти исключительно из роговой обманки с заметной примесью хлорита. Последний распределен в породах равномерно и образует мелкие чешуйки, вытянутые вдоль сланцеватости.

Среди обычных мелкозернистых амфиболитов нередко появляются кварцево-полевошпатовые прожилки, полосы, линзы и глазки, состоящие из больших (до 2 см) выделений стекловидного кварца и желтовато-белых зерен альбита. В местах развития таких метасоматических прожилков породы становятся более крупнозернистыми и более массивными. Минералы не имеют пространственной ориентировки, и роговая обманка часто образует пучки и лучистые сростки. Такие разности амфиболитов иногда содержат мелкие зерна пирита и постепенными переходами связаны с обычными амфиболитами. В других случаях можно видеть, как в амфиболитах появляются узлы и линзы полевошпатового материала, которые переходят в полоски шириной до 2 см. Последние слабо выдерживаются по простиранию, образуют раздувы и расщепляются на тончайшие прожилки, исчезающие в массе пород. В результате амфиболиты приобретают полосчатую текстуру. Одновременно в таких породах, несущих признаки более интенсивной проработки гидротермальными агентами, в заметных количествах появляется эпидот, кварц и хлорит.

Амфиболиты состоят, главным образом, из роговой обманки актинолитового типа, вторичного альбита, кварца и эпидота. Основной фон пород слагают призматические выделения роговой обманки, вытянутые вдоль сланцеватости. Плагиоклаз, кварц и эпидот отдельными зернами и узкими полосками расположены между участками, обогащенными амфиболом. Никаких реликтовых признаков первоначальных пород не сохранилось и об их габброидном составе можно судить по обилию роговой обманки, количество которой иногда настолько велико (50—70%), что трудно предположить какой-либо иной первичный субстрат. Амфиболитизация местами сопровождалась появлением значительного количества кварца — до 10—15%. Неравномерное полосчатое распределение кварца, иногда ассоциирующегося с биотитом, говорит против предположения о кварц-диоритовом составе исходных интрузивных пород. Более вероятным является предположение, что кварц появился в амфиболитах в результате привноса извне.

Среди выделений плагиоклаза и кварца располагаются скопления мелких и больших зерен эпидота, содержащих вростки кварца. Эпидот отчасти замещает роговую обманку. Кроме кварца привнесенным минералом в породах является биотит, развивающийся местами по роговой обманке. Обычно на месте биотита образуется пеннин со следами коричневого плеохроизма и с плеохроичными ореолами около мелких включений, вероятно, принадлежащих ортиту. Из других акцессорных в породах встречаются титано-магнетит, титанит и, реже, пирит.

Участки массива, где во время метаморфизма происходила более усиленная циркуляция гидротермальных агентов, отмечены широким развитием в породах эпидота. Сначала в амфиболитах появляются небольшие линзы и полоски кварцево-эпидотового материала, затем последний расплывается в массе пород, и эпидотизация захватывает значительные участки, имеющие нерезкие и извилистые очертания. Одновременно с этим в амфиболитах становится заметным хлорит, а в их окраске появляются желтозеленые оттенки. Эпидотизированные зоны встречаются среди амфиболитов; очень часто их длина доходит до 50 м и мощность до 5 м.

Дальнейшая эпидотизация пород приводит к образованию *эпидозитов*. Они представлены желтовато-зелеными, мелкозернистыми, довольно массивными разностями, в которых иногда можно видеть сохранившиеся участки и полоски амфиболитов. В некоторых выходах эпидозиты содержат очень много кварца. Такие разности имеют более светлую окраску, и сланцеватость в них заметна плохо. В эпидозитах часто присутствуют прожилки полупрозрачного, иногда сахаровидного кварца, мощностью от 3 до 50 см. Около прожилков иногда наблюдается концентрация пластинчатых выделений магнетита. Прожилки кварца образовались позже эпидозитов. Их границы то резкие, то расплывчатые, причем в последнем случае в зальбандах появляются полоски и участки эпидота. Иногда в эпидозитах встречаются прожилки крупнозернистого белого альбита, содержащие резко отграниченные включения эпидозитов, а также скопления хлорита, имеющие остроугольную форму. В зальбандах прожилков альбита также встречаются редкие зерна магнетита. На контакте эпидозитов и амфиболитов нередко присутствуют сильно рассланцованные хлоритовые или хлорит-актинолитовые породы, нередко содержащие магнетит.

Среди амфиболитов местами встречаются зоны сильного смятия и хлоритизации, вплоть до превращения в хлоритовые сланцы. В таких смятых участках на Евграфовском старом медном руднике залегают кварцевые прожилки, содержащие медные сульфиды и натеки медной зелени и сини. С кварцевыми прожилками связаны явления эпидотизации, причем в образующихся участках эпидозитов присутствуют включения медных сульфидов и натеки медной зелени и сини.

Существование описанных выше типов пород отражает некоторые особенности состава первичного габброидного субстрата, за счет которого возникли амфиболиты, а с другой стороны, и те условия, в которых происходил их метаморфизм. Можно думать, что преобладающими породами интрузии были мелкозернистые или среднезернистые габбро, среди которых в центральных частях массива были развиты крупнозернистые разности. Возможно, что вдоль восточной границы массива габбро сменялись меланократовыми разностями, быть может местами даже близкими к пироксенитам, что и обусловило появление амфиболитовых сланцев с очень малым содержанием полевых шпатов. Боковое давление в пределах интрузии отразилось на породах не одинаково. Наиболее сильному смятию подверглись краевые части массива и отдельные участки его центральных частей. Плоскости сланцеватости амфиболитов не всегда являются ровными; в больших скалистых выходах, расположенных на крайнем севере района, можно видеть крупную плойчатость с таким характером искривления поверхностей сланцеватости, который говорит о направлении стресса с востока на запад. Там же видно, как сильно рассланцованные амфиболиты чередуются с более массивными, в результате чего вся толща производит впечатление больших размеров брекчиевидной массы. Если считать, что наши интрузии имеют среднепалеозойский возраст, то их смятие и превращение в амфиболиты следует связывать с верхнепалеозойскими движениями.

Отсутствие в амфиболитах каких-либо следов первичных структур объясняется полной перегруппировкой их материального состава, которая происходила в присутствии пневмато-гидротермальных отщеплений гранитной магмы и обусловила все особенности состава и текстур амфиболитов. С воздействием гранитных агентов следует связывать появление в породах кварца и биотита. При метаморфизме растворы имели дело с неравномерно-рассланцованным и смятым субстратом, что обусловило их неравномерное распределение в пространстве. Кроме кремнезема, заимствованного по большей части из окружающих амфиболиты сланцев, растворы усваивали также и часть материала габбро. Этим следует объяснять появление в амфиболитах более крупнозернистых кварцево-полевошпатовых линз и полос, а также широко развитые процессы эпидотизации.

В отдельных зонах смятия и раздробления, там где циркуляция растворов продолжалась и после главного этапа метаморфизма, мы видим развитие процессов эпидотизации, окварцевания с образованием эпидозитов. Около последних амфиболиты сильно хлоритизированы и превращены в хлоритовые сланцы. В менее интенсивно проработанных зонах смятия изменения ограничиваются хлоритизацией и появлением небольших количеств эпидота. Заключительные моменты гидротермальной деятельности характеризуются образованием альбитовых и кварцевых прожилков, а также кварцевых жил, пересекающих эпидозиты.

Среди пород инъекционной зоны амфиболиты образуют преимущественно небольшие тела. Наиболее крупные из них залегают в северной части района, к западу от Назямского хребта, среди слюдяно-кварцитовых сланцев. Ряд выходов амфиболитов обнаружен вблизи линии железной дороги в окрестностях разъезда Ай. Здесь они слагают три мощные метаморфизованные дайки. Длина наиболее крупной из них достигает 1 км при мощности от 50 до 100 м. Дайки залегают согласно с окружающими породами и имеют простирание СВ 15—20°. Сланцеватость амфиболитов падает под углами ЮВ 50—75°. Из указанных даек две расположены у железной дороги среди гнейсовых сланцев в расстоянии 200 м друг от друга. Третья дайка выходит несколько севернее за Кусинским трактом. В ее западном контакте вскрыты гнейсы, а в восточном — слюдяно-кварцитовые сланцы. Ряд более мелких выходов амфиболитов можно наблюдать во всех частях района. Они сохраняют

жильную форму залегания, но имеют незначительную длину и небольшую мощность.

По внешнему виду амфиболиты инъекционной зоны в общем аналогичны породам Назямского хребта и также обладают ясными признаками экзометаморфизма. Они содержат многочисленные узлы, линзы и полосы кварцево-полевошпатового материала, вследствие чего иногда обладают полосчатым строением. В связи с малыми размерами первичных интрузивных тел породы всегда сильно рассланцованы. Под микроскопом амфиболиты из инъекционной зоны отличаются значительным содержанием кварца и биотита.

В прилегающих к амфиболитам гнейсовых сланцах и гнейсах наблюдается нередко тонко полосчатое строение, обусловленное соответствующим распределением биотита и светлых составных частей. Количество биотита резко возрастает по направлению к границам амфиболитов. Одновременно появляется много амфибола и мелкие выделения бурого граната. Амфиболиты на контакте подверглись энергичной биотитизации и содержат гранат и многочисленные полоски кварцево-полевошпатового материала. Нередко породы подвергались эпидотизации с образованием эпидозитов. В эпидотизированных зонах содержится много тонких прожилков кварца мощностью до 20 см. При указанном характере контактов резкая граница между ними отсутствует, что говорит о том, что образование амфиболитов и процессы инъекционного метаморфизма шли одновременно.

Гранито-гнейсы

Вдоль западной границы нашего района по контакту кристаллических сланцев протерозоя и немых нижнепалеозойских свит западного склона Урала расположена интрузия гранитов. Массив имеет северо-восточное простирание, причем ширина его непостоянна и колеблется от 2 км до 200—300 м в местах пережимов. В южной части интрузии породы обладают простиранием СВ 15°, а на севере в Губенских горах оно изменяется до СВ 25—30°, благодаря чему вся полоса выходов гранитных пород имеет форму дуги, обращенной выпуклостью на запад. Среди пород массива преобладают сильно смятые гранито-гнейсы, слагающие Губенские горы. К югу от Шишимских гор, в расширенной части интрузии, залегают почти массивные разности гранитов, связанные постепенными переходами с гранито-гнейсами. Эти наблюдения, а также микроструктуры пород, ясно говорят о том, что первоначальная интрузия была представлена гранитами со слабо выраженными ориентированными текстурами, которые затем подверглись интенсивному раздроблению и превращению в гранито-гнейсы. Сланцеватость в породах падает на юго-восток под углами от 40 до 55°.

Граниты представлены светлыми серовато-желтыми, мезократовыми, среднезернистыми разностями. Из темноцветных присутствуют мелкие листочки черного биотита, иногда образующего небольшие скопления. Породы равномернозернисты; в редких случаях в них можно отметить склонность к порфировидности, сказывающуюся в появлении табличек полевых шпатов размерами до 3 мм.

Вблизи контакта с габбровым массивом Шишимских гор граниты подвергаются сильной рассланцованности и сменяются типичными гранито-гнейсами, аналогичными тем, которые развиты в Губенских горах. Гранито-гнейсы по внешнему виду отличаются наличием рассланцованности, причем наиболее смятые их разности залегают в краевых частях массива вдоль границы с комплексом древнего палеозоя. Среди гранито-гнейсов можно выделить два типа — лейкократовый и мезократовый. Преобладает последний. Лейкократовые разности всегда сильно рассланцованы и встречаются вдоль восточной границы интрузии; их внешний вид обуслов-

лен тем, что часть биотита при смятии подвергается обесцвечиванию и превращению в мусковит. В мезократовых гранито-гнейсах наблюдается полосчатое строение, обусловленное соответствующим распределением светлых и темных компонентов. Иногда в окраске наблюдаются зеленоватые оттенки, обусловленные хлоритизацией биотита. Среди гранито-гнейсов встречаются небольшие зоны еще большего динамометаморфизма, в которых они превращены в тонкосланцеватые серицитизированные породы, напоминающие по внешнему виду сланцы. Такие гранито-гнейсы развиты в самой узкой части массива немного южнее железной дороги.

В составе гранитов обнаружены кварц, микроклин, плагиоклаз и биотит. Акцессорные представлены цирконом, рутилом, апатитом, ортитом, магнетитом и титанитом. Из вторичных развиты мусковит, серицит, хлорит и эпидот. В породах следует отметить некоторую склонность к порфировидности, которая выражается в наличии более крупных, идиоморфных таблиц плагиоклаза. Последний представлен вторичным, иногда шахматным альбитом № 5, содержащим вростки эпидота. В гранитах хорошо выражены явления катаклаза, сказывающиеся на всех минералах. Нередко раздробление пород приводит к появлению в них очкового строения, выражающегося в наличии мелких линз, сложенных более крупными выделениями минералов, обтекаемых мелкораздробленным материалом. Во всех компонентах наблюдаются катакластические трещины, а биотит при волочении подвергается обесцвечиванию и расщеплению на тонкие волокна. Гранито-гнейсы на контакте с габбро Шишимских гор обогащены биотитом и их окраска становится темносерой; местами в них появляется амфибол, что сопровождается уменьшением содержания кварца и калиевого полевого шпата.

В. С. Мясников (1936), производивший исследования минеральных копей Шишимских гор, указывает на наличие в гранито-гнейсах небольших включений габбро, превращенных в амфиболиты. На контакте с последними гранито-гнейсы обогащены биотитом, в них появляется щелочной амфибол гастингситового типа и резко понижается содержание кварца; породы по составу отвечают сиенитам и кварцевым сиенитам. Вдоль границы включений амфиболитов развита скарнового типа гранатовая порода, содержащая примесь диопсида, клиноцоизита, везувиана, апатита, сфена и хлорита. Далее от контакта располагается зона более или менее рассланцованной хлоритовой породы, в которой обнаружены гранат, диопсид, везувиан и перовскит. Местами в хлоритовой породе содержатся скопления крупнокристаллического кальцита. Еще далее от контакта узкие зоны гранатовой и хлоритовой пород сменяются амфиболитами и габбро. Из приведенных данных следует, что граниты на границе с габбро Шишимских гор несут ясные признаки эндоконтактовых изменений (реакций), сказывающиеся в уменьшении содержания в них микроклина и кварца и в появлении амфибола.

Е. А. Кузнецов (1930), производивший исследования несколько севернее нашего района в пределах того же интрузивного гранитного тела, отмечает, что габбро горы Магнитки на контакте с гранито-гнейсами подвергается сильному смятию, превращению в амфиболиты, причем последние в значительной степени биотитизированы.

Активные контакты гранитов, присутствие в них ксенолитов габбро говорят о том, что тектоническая обстановка вдоль границы протерозоя и немых свит древнего палеозоя была к моменту интрузии гранитов в основных чертах та же, что и в настоящее время. Этим я хочу сказать, что ко времени вторжения гранитов породы протерозоя имели непосредственный контакт с теми же образованиями нижнего палеозоя, которые наблюдаются в настоящее время вдоль их тектонической границы. Наличие в гранитах следов первичных сланцеватых текстур, которые более четко

выражены в районе горы Магнитки (Кузнецов, 1930), и вся обстановка процессов инъекционного метаморфизма свидетельствуют о том, что поднятие гранитной магмы происходило в обстановке бокового давления. В результате последнего западная граница протерозойского комплекса оказалась раздробленной и в ней широкое развитие получили явления гранитизации.

Последующие моменты после остывания гранитов характеризуются мелкими движениями и появлением как в массиве, так и в метаморфизованных породах кровли даек альбитовых *гранит-порфиров*. Породы эти аналогичны тем, которые мы видели в восточной половине района, но количество выходов их здесь значительно меньше. Длина даек колеблется от 25 до 75 м, при мощности от 5 до 10 м. Часть даек залегает согласно с окружающими породами, но на ряду с этим имеются секущие тела с простиранием СЗ 260—280°. Макроскопически гранит-порфиры характеризуются светложелтой и светлосерой окраской. Последние разности отличаются большим содержанием кварца и ясно выраженным порфировым сложением. Цвет их обусловлен темной окраской кварца. Биотит, как и в светлых гранит-порфирах, развит в небольшом количестве в виде мелких чешуек. Под микроскопом основная масса жильных пород состоит из альбита, кварца и биотита. Вкрапленники представлены, главным образом, альбитом и кварцем. Из акцессорных присутствуют апатит, циркон, магнетит и титанит. Вторичные минералы представлены эпидотом, мусковитом, хлоритом и серицитом.

Из других жильных пород большим распространением пользуются *кварцевые жилы*. Они залегают как в породах кровли, так и в гранито-гнейсах. Их мощность колеблется от долей сантиметра до 2—4 м при прослеженной длине до 10 м. Мощные жилы образуют на поверхности развалы глыб молочно-белого или прозрачного кварца. Подавляющее большинство жил залегают в породах вдоль сланцеватости. Часть кварцевых жил древняя и связана с моментом метаморфизма осадочных пород и превращения их в слюдяно-кварцитовые сланцы. К числу таких жильных образований следует отнести прожилки в слюдяно-кварцитовых сланцах, в зальбандах которых наблюдается некоторая концентрация выделений альмандина и магнетита. Другая часть жил возникла в обстановке гидротермальных процессов, сопровождавших гранитный процесс. К ним относятся прожилки в гнейсах, гнейсовых сланцах и гранито-гнейсах, а также те жилы кварца в сланцах, которые содержат небольшие пачки мусковита и иногда пирит.

Резко выраженная сланцеватость гранито-гнейсов Губенских гор образовалась в результате раздавливания первоначальных гранитов, обладавших сравнительно слабо выраженными ориентированными текстурами. Такому раздроблению подвергаются и дайки альбитовых гранит-порфиров, из чего мы в праве заключить, что имевшие место движения происходили после затухания интрузивной деятельности, но для точной датировки их времени данными не располагаем.

В. Тектоника

1. Общие замечания

При рассмотрении положения кристаллических сланцев в геологической структуре Урала мы должны иметь в виду два обстоятельства. Во-первых, эта толща развита на громадном протяжении Урала и является самостоятельной структурной единицей. Во-вторых, породы свиты М ясно отделяются по петрографическим признакам от других образований Урала. Сланцы свиты М слагают антиклинальную зону, строение которой различные авторы представляют по одинаково.

Для района Белорецка в свите М указано существование простой асимметричной антиклинали с крутым восточным крылом.[1] В Учалинском районе БашАССР мною в 1932 г. был установлен ряд складок, частью опрокинутых на восток (Коптев-Дворников, 1933).

В южной части Южного Урала строение зоны Урал-тау, по Н. К. Разумовскому (1935), представляется в виде сложного антиклинория, погружающегося по простиранию под нижнепалеозойские осадочно-эффузивные толщи. В центре этого антиклинория залегают сланцы, в то время как его крылья образуют менее глубоко преобразованные кварциты, филлиты и др. Второстепенная складчатость в антиклинории опрокинута к осевой части зоны докембрия. При погружении толщи сланцев под палеозойские свиты происходит замыкание всей докембрийской структуры и породы докембрия обладают широтным простиранием. Однако, в них резко выражен меридиональный кливаж уральского направления. Западная и восточная границы антиклинория тектонические. Западное крыло антиклинория более полное, а восточное срезано и прикрыто надвинутыми породами зеленокаменного комплекса, что имеет место не только на Южном, но и на Среднем Урале (Коптев-Дворников, 1933). Н. К. Разумовский (1935) указывает на трансгрессивное залегание нижнего силура на докембрии. Эта тенденция к погружению толщи кристаллических сланцев в южном направлении приводит к тому, что с удалением от района г. Златоуста интенсивность метаморфизма пород уменьшается.

Часть полосы кристаллических сланцев, которая расположена между гг. Уфалеем и Златоустом, характеризуется метаморфическими фациями, отвечающими условиям равновесия мезозоны и большим развитием гранитов. Здесь на всем пространстве встречаются породы (ставролит-гранатовые слюдяные, слюдяные сланцы, кварциты), которые соответствуют породам из уральской и шайгатанской свит. К северу от Златоуста выходы карбонатной свиты неизвестны. Это можно объяснить тем, что в северном направлении происходит некоторое погружение комплекса, и свита осталась невскрытой. Однако можно думать, что карбонатная свита протягивается значительно севернее Златоуста, но погребена под осыпями в широких долинах между системой возвышенностей горы Таганая и Уральским хребтом. Эти высоты сложены типичными представителями пород уральской свиты. Наконец, имеется и третье возможное объяснение исчезновения выходов карбонатной свиты; это — фациальное изменение по простиранию, в результате которого от нее могла остаться на севере толща сланцев. Если судить по карте И. В. Мушкетова (1877), то выходы пород карбонатной свиты тянутся далеко на юг вдоль долины р. Ай и с ними там связаны месторождения бурых железняков.

По данным Е. А. Кузнецова, к северу от широты В. Уфалея смена метаморфических фаций мезозоны происходит быстро и далее на всем протяжении Среднего и Северного Урала развиты образования верхней зоны. Выше уже говорилось, что аналогичную картину смены метаморфических фаций мы наблюдаем и при движении на юг, к району г. Белорецка. Таким образом, на пространстве от г. Уфалея до г. Златоуста против Уфимского горста сохранились представители метаморфических фаций мезозоны. Здесь они прорваны большими интрузивными массами гранитов, с которыми Е. А. Кузнецов и связывает их глубинный характер. Однако сам автор, основываясь на литературных источниках для более северных районов Урала, подчеркивает, что там породы протерозоя несут признаки двух больших орогенических фаз, а кроме того и двух этапов метаморфизма, из которых первый соответствовал средней, а второй — верхней зоне (Лучицкий и Кузнецов, 1936). В нашем районе мы

[1] Труды Всесоюзного геологоразведочного объединения, вып. 234, 1932.

также видели, что развитие регрессивного метаморфизма герцинского возраста ведет к образованию сланцев диафторитов, почти не сохранивших первичных признаков пород мезозоны (уреньгинская свита).[1]

Повидимому, широкое развитие фаций средней зоны против Уфимского горста следует связывать с близостью больших нагретых масс гранитов, которые препятствовали широкому появлению минералогических ассоциаций эпизоны, благодаря чему здесь и сохранились первоначальные фации кристаллических сланцев.

Существует точка зрения, согласно которой к северу и к югу от выступа Уфимского горста в толще кристаллических сланцев происходит некоторое погружение осей складок. Очевидно, в связи с этим при удалении от Уфимского горста в разрезе протерозоя появляются новые литологические горизонты, представленные продуктами метаморфизма эффузивных пород. Судя по всем данным, они образуют в верхней части протерозоя несколько вулканогенных горизонтов. Состав этих древних излияний отвечал основным и кислым лавам, сопровождавшимся пирокластическими образованиями. Наличие такой закономерности позволяет думать, что в районе г. Златоуста мы имеем не только хорошо сохранившиеся глубинные фации сланцев протерозоя, но также и наиболее глубокие их горизонты. С последним выводом хорошо согласуется отсутствие в других районах Урала толщ, которые мы могли бы сопоставлять с карбонатной свитой нашего района.

Первичный материал, за счет которого образовались сланцы уральского протерозоя, отвечает, главным образом, песчано-глинистым осадкам, в которых карбонатные прослои для всех районов, кроме Златоуста, играли ничтожную роль. Среди отложений докембрия были, несомненно, перерывы, которые отмечены крупногалечными конгломератами со слюдяно-кварцитовым цементом и гальками кварцитов (Лучицкий и Кузнецов, 1936). Прослои таких конгломератов известны как на Среднем, так и на Южном Урале. Этим фактом намечается существование по крайней мере двух циклов метаморфизма среди древнейших образований Урала.

Как уже было указано выше, на Южном Урале в бассейне р. Сакмары отчетливо видно, что кристаллические сланцы погружаются под толщу филлитов, которым приписывают кембро-силурийский возраст. Толща филлитов содержит обломки кварцитов. Аналогичные филлиты местами в виде обрывков развиты по восточной границе протерозоя и зеленокаменного комплекса, а кроме того они прослежены из бассейна р. Сакмары к г. Белорецку вдоль западного контакта полосы кристаллических сланцев. В синклинальной зоне, расположенной к западу от антиклинория протерозоя, известен кембрий в известняках с археоциатами, а затем и весь разрез от нижнего силура до девона включительно. На юге, в бассейне р. Сакмары, в силуре и девоне получают значительное развитие эффузивные толщи (Павлинов, 1937). Эта синклинальная область, выполненная палеозойскими образованиями в районе г. Белорецка, отделена от области развития (немых) кембро-силурийских толщ западного склона Урала тектонической линией. В бассейне р. Сакмара имеется тот же тектонический контакт, но уже с более молодыми каменноугольными осадками.

Стратиграфия песчано-глинистых и карбонатных (немых) свит древнего палеозоя западного склона до сих пор точно не выяснена. Постоянные находки в низах этих толщ остатков кембрийских водорослей и нижнесилурийской фауны в верхних свитах (Крестовников и Сапожников, 1935)

[1] Наша совместная поездка летом 1940 г. с Е. А. Кузнецовым и Г. А. Мирлиным показала, что наиболее вероятно считать ц.-уральский массив гранито-гнейсов герцинским. Ставролит-гранатовые слюдяные сланцы и кварциты уральской свиты (г.г. Юрма, Студеная) не обнаруживают зависимости в своем развитии от гранито-гнейсов.

позволяют говорить о существовании здесь разреза от кембрия до силура включительно.[1] Таким образом, кембрий древних свит западного склона и кембрий зоны Урал-тау представлены различными фациями. Первые характеризуют эпиконтинентальные морские условия, а вторые по присутствию археоциат и развитию филлитов, согласно А. Г. Вологдину (1937), следует считать более глубоководными образованиями — переходными к геосинклинальным. С этим хорошо вяжется и появление в переходной зоне интрузий ультраосновных пород (гора Краки, р. Сакмары), а также и эффузивных толщ силура и девона. Некоторое различие в разрезах силуро-девонских свит г. Белорецка и бассейна р. Сакмары можно объяснить тем, что в действительности структура синклинальной зоны, расположенной к западу от протерозоя, является более сложной и здесь имеется не одна, а несколько синклинальных складок, отражающих различные этапы перехода от разрезов западного склона к восточному.

Полосу кристаллических сланцев Урала можно рассматривать как антиклинально-приподнятую структуру сильно дислоцированного протерозойского основания, которая расположена в переходной зоне от осадочных палеозойских комплексов западного склона к области развития геосинклинального вулканизма на востоке. По совокупности геологической обстановки протерозойская толща принадлежит к геологическим комплексам западного склона Урала.

Если принять во внимание находки в верхнем девоне (Шахов, 1928) и нижнем карбоне (Коптев-Дворников, 1933) зеленокаменной полосы Южного Урала, обломков кристаллических сланцев, то можно думать, что в палеозое кристаллические сланцы образовывали приподнятую структуру, которая время от времени подвергалась размыву.

В литературном обзоре были приведены взгляды многочисленных исследователей о возрасте кристаллических сланцев осевой части Уральского хребта. Накопившиеся факты говорят о протерозойском возрасте этого метаморфического комплекса. Выше была подчеркнута некоторая зональность в распределении метаморфических фаций вдоль Урала, среди которых преобладают ассоциации пород, отвечающие условиям равновесия верхней зоны Грубенмана. В той части хребта, которая расположена против Уфимской глыбы, в том числе и в нашем районе, мы имеем развитие сланцев мезозоны.

Из изложенных фактов мы видели, что наши породы несут признаки двух этапов метаморфизма. Первый этап отвечает региональному метаморфизму. Со вторым связаны явления инъекционных пневматолитических и гидротермальных превращений, которые происходили в верхнем палеозое и наиболее интенсивно проявились в динамически нарушенных зонах. Однако и за пределами последних все сланцы в большей или меньшей степени также затронуты пневматолитическими и гидротермальными процессами, обусловившими развитие явлений диафтореза.

Взаимоотношение минеральных ассоциаций обоих этапов метаморфизма говорит о том, что к началу верхнепалеозойских превращений кварциты, мраморы, слюдяные, ставролит-гранатовые слюдяные, слюдяно-кварцитовые и другие сланцы уже существовали как таковые. Об этом свидетельствуют не только ясно выраженные процессы ретроградного метаморфизма, проявившиеся в массе пород и особенно в нарушенных зонах, но также и тот факт, что при процессах инъекционного метаморфизма такие минералы первоначальных сланцев, как гранат и ставролит, подвергаются уничтожению (стр. 109).

В настоящее время многие исследователи не проводят резкой границы между контактовым и региональным метаморфизмом. При этом для послед-

[1] Труды Всесоюзного геологоразведочного объединения, вып. 243, 1932.

него также подчеркивается активная роль интрузий. Однако очевидно, что в образовании больших метаморфических комплексов играет роль не только присутствие интрузий, а вся совокупность геолого-тектонических условий. Так, для объяснения больших метаморфических комплексов каледонид Норвегии С. Бубнов (1936) присоединяется к той точке зрения, согласно которой их образование обусловлено не одной только интрузивной деятельностью, а интрузиями и д в и ж е н и е м (подчеркнуто С. Бубновым), т. е. наличием тектогенеза и динамометаморфизма. А. Харкер (1937) считает, что даже при таком типе метаморфизма как инъекционный, когда активная роль магматических отщеплений очевидна, измененные породы до внедрения гранитов имели высокую температуру. Хорошо известно, что в тектонических областях интрузивные процессы являются не самодовлеющими, а вполне подчинены элементам геолого-тектонического плана каждого региона, причем магматические процессы определяются характером движений земной коры. Образование больших метаморфических комплексов следует связывать с развитием тектонических движений большого радиуса. Последние могут вызвать или опускание соответствующих участков регионов на значительную глубину с приближением к источникам магматической деятельности или, наоборот, поднятие вдоль определенных зон больших магматических масс. Очевидно, в первом случае мы будем иметь более однородно измененные и далеко протягивающиеся метаморфические комплексы, аналогичные тому, которые имеем на Урале.

Примерами второго типа регионально развитых явлений метаморфизма является зона гранито-гнейсового комплекса, которому на Среднем Урале подчинены нефелиновые сиениты.

Более разительным примером является область развития сланцев Иртышских гор, описанная Н. Н. Падуровым (1929). Здесь сланцы, отвечающие трем зонам Грубенмана, образовались на небольшой глубине в присутствии большого количества пневматолитических отщеплений гранитной магмы. Этот факт подтверждает взгляды о том, что зоны Грубенмана нельзя связывать с абсолютными глубинами земной коры. Их следует понимать как совокупность физикохимических и геологических процессов, вызывающих создание благоприятных условий равновесия для определенных минералогических ассоциаций. При обоих способах образования метаморфических комплексов около имеющихся интрузий степень метаморфизма может быть значительно более глубокой, чем характер изменений в преобладающих метаморфических ассоциациях всего комплекса.

Не всегда тектогенез сопровождается проявлением интрузий. Они могут оказаться не вскрытыми или проявиться в регионе не повсеместно. Вряд ли наблюдаемые интрузии можно рассматривать как источник всего тепла. Они могли быть районами с дополнительным притоком энергии, а общее прогревание измененных толщ следует связывать с теми региональными причинами, о которых говорилось выше.

Хорошей иллюстрацией сказанному являются данные, сообщаемые А. Харкером (1937) относительно Шотландского нагорья. Там в состав метаморфического комплекса входят силлиманитовые и ставролит-гранатовые сланцы, содержащие небольшое количество интрузивных пород. Среди последних преобладают основные интрузии и значительно реже встречаются кислые. Количество, состав интрузий и отсутствие связи между их появлением и распределением наиболее сильно метаморфизованных пород приводят А. Харкера (1937) к выводу, что эти интрузии следует считать деталью метаморфического процесса, а не его причиной. В связи с этим высказывается предположение или о существовании на глубине большого невскрытого центрального лакколита, или метаморфизм следует объяснять погружением региона на большую глубину в обстановке тектонического давления (Бубнов, 1936).

Как мы видели, среди сланцев нашего района в западном и восточном комплексах мы имеем одни и те же типы пород. Сланцы западной зоны, несмотря на непосредственное соседство инъекционной зоны, отличаются в общем несколько большей мелкозернистостью и иногда сохраняют реликты обломочных текстур (присутствие галек). Сланцы восточного комплекса отличаются крупнозернистым сложением, свидетельствующим о наличии благоприятных условий диффузии при молекулярной перегруппировке вещества первоначальных осадочных пород. В породах восточного комплекса содержится силлиманит, присутствие которого на западе не констатировано. Таким образом, условия метаморфизма в восточном комплексе были более благоприятными, чем на западе.

Если протерозойский возраст зоны кристаллических сланцев Урала в настоящее время не вызывает сомнений, то следует решить вопрос о том, чем вызвано появление мезометаморфных фаций в нашем районе. Это особенно важно в связи с широким развитием ставролит-гранатовых и силлиманитовых слюдяных сланцев. Как известно, силлиманит и ставролит иногда появляются в контактовых ореолах гранитных интрузий, застывших в обстановке проявления бокового давления. Примеры этому мы имеем и на Урале для верхнепалеозойских интрузий. Действительно, слюдяные сланцы со ставролитом и гранатом известны в инъекционной зоне восточного склона Ильменского хребта. В небольшом количестве ставролит был встречен в метаморфизованных нижнекаменноугольных сланцах у западного подножья Ильменского хребта немного севернее с. Тургояк. Ставролит-гранатовые породы обнаружены у контактов гранитных интрузий южной части Миасской дачи (Кундравы, Кулахты). Учитывая, что ставролитсодержащие породы в нашем случае являются постоянным членом всех свит, решение вопроса о способе их образования является очень важным.

Все изложенные данные свидетельствуют о том, что к моменту начала верхнепалеозойского этапа метаморфизма толща наших сланцев была консолидированной. В таком случае, если и искать в проявлении мезометаморфных породах нашего района влияние интрузий, то последние должны быть более древними. Тогда можно высказать ряд предположений.

Допустим, что региональный метаморфизм наших сланцев является не протерозойским, а нижнепалеозойским. В таком случае сланцы могли возникнуть или за счет повторного метаморфизма сланцев протерозойского возраста, или за счет нижнепалеозойских осадочных пород. Такие возможности мы можем допустить, приняв во внимание наличие в северных частях Среднего Урала нижнепалеозойских кислых интрузий, которые прорывают протерозой, но встречаются в гальках конгломератов нижнего силура. Этот факт свидетельствует о наличии нижнепалеозойских, вероятнее всего салаирских, движений.

Если предположить, что ставролит-гранатовые слюдяные сланцы возникли путем метаморфизма каких-то первоначальных сланцев, то таковыми могли быть хлоритоидные, серицит-хлоритовые или слюдяные сланцы. При развитии в них явлений перекристаллизации, после большого перерыва во времени от докембрия до нижнего палеозоя, мы вряд ли имели бы такие условия для молекулярной диффузии вещества, которые бы создали обычные для нашего района крупнозернистые породы. Если бы гранат и ставролит образовались путем замещения более древних минералов, например хлоритоида, хлорита, слюды, то, принимая во внимание габитус этих минералов, и ставролит и гранат могли бы обладать скелетными формами развития, чего в нашем случае нет. Более того, оба эти минерала, отражая сланцеватость измененного субстрата, могли бы дать вытянутые сплюснутые выделения, чего, опять-таки, в сланцах нашего района нет.

Наоборот, мы имеем развитие округлых зерен альмандина, толстых призм ставролита, иногда обладающих кристаллическими гранями. При этом предположении я считаю более вероятным, что ставролит-гранатовые слюдяные сланцы возникли путем перекристаллизации глинистых осадков в обстановке достаточно высоких температур, обусловивших создание крупнозернистых пород.

На Южном Урале в нижнем палеозое известна мощная толща переслаивающихся глинистых и карбонатных осадков, которая налегает на метаморфический комплекс и принадлежит кембрию. По литологическому составу кембрийская толща может быть легко признана осадочным субстратом сланцев нашей восточной зоны. Однако с такой возможностью не увязывается картина геологического строения Урала против Уфимского горста. Действительно, существующие данные говорят о том, что сдавливание в этой области уральских складок сопровождалось их выжиманием вверх. В связи с этим в разрезе зеленокаменной полосы при движении из Миасского района на север исчезают характерные и широко распространенные на Южном Урале среднедевонские вулканогенные свиты. Вновь они появляются севернее, вне пределов влияния Уфимского горста, когда складки испытывают погружение. Такому же выжиманию вверх подвергалась и полоса кристаллических сланцев, о чем говорят констатированные Е. А. Кузнецовым (1934) вдоль ее западных границ надвиговые явления. Почему же в таком случае мы должны предполагать, что в районе между Златоустом и Уфалеем, где развиты кристаллические сланцы нашего типа, непрерывность протерозойской полосы Урала нарушается и здесь оказывается развитым лишь метаморфизованный кембрий? Более логично предполагать, что здесь вскрыты наиболее глубокие горизонты протерозойского комплекса Урала. Последний вывод мне кажется более правильным; он нашел отражение в изложенном выше материале. Кроме того, все данные изучения кембро-силурийских толщ Урала ни в одном случае не дают указаний на развитие интенсивных метаморфических явлений, которые мы могли бы отнести к нижнему палеозою.

Если отвлечься от области, прилежащей к Уфимскому горсту, то в отдельных частях зоны развития протерозоя метаморфические породы отличаются однообразием и устойчивостью типов. Это обстоятельство говорит скорее за то, что формирование метаморфического комплекса Урала на большом его протяжении происходило в одинаковых условиях и, вероятно, путем погружения первоначальных осадков в более глубокие зоны земной коры и с приближением к области магмообразования.

В сводках по Уралу Е. А. Кузнецов отмечает, что кристаллические сланцы Урала несут признаки двух этапов метаморфизма, из которых древний отвечает мезозоне, а более поздний вызывает явления, характерные для верхней зоны (Лучицкий и Кузнецов, 1936). Следовательно, создание в протерозое против Уфимского горста более глубоко метаморфизованных толщ сланцев происходило на фоне одновременно возникших мезометаморфных фаций остальной части Уральского хребта. Чем же в таком случае следует объяснять повышенный метаморфизм пород района Златоуста? Это можно объяснять или особыми условиями процессов метаморфизма древнейших образований земной коры, которые нам еще неизвестны, или неравномерным опусканием зоны Урал-тау в момент решающей фазы протерозойского метаморфизма. Не исключена возможность того, что в специфической обстановке близости уфимской глыбы наши сланцы формировались в присутствии невскрытых магматических масс, которые явились источниками дополнительного тепла. В пользу последнего предположения может говорить некоторая неоднородность метаморфизма описанных пород западного и восточного комплексов, объяснимая неодинаковым влиянием дополнительного источника энергии.

Вполне понятно, что такая аргументация со ссылкой на недра земной коры не является во всех случаях убедительной. Однако мы видели, что и в детально изученных регионах причины метаморфизма также не могут быть объяснены фактами, наблюдаемыми на земной поверхности (Харкер, 1937). Очевидно, эта аргументация отражает недостаточность наших сведений о физике земной коры.

2. Тектоника района

В строении исследованного района можно различить две, резко отличающиеся по структурам, зоны, отвечающие ранее выделенным двум комплексам — западному и восточному.

Сравнивая состав и сложение сланцев обоих комплексов, мы видим, что те и другие являются продуктами метаморфизма, главным образом, песчано-глинистых пород. Сланцы западного комплекса отличаются от аналогичных пород восточного большей мелкозернистостью и тонкой сланцеватостью. В кварцитах в них иногда сохраняются признаки слоистости. Среди пород уреньгинской свиты мы никогда не встречали силлиманита, характерного для сланцев восточного комплекса. Одинаковый характер исходных осадочных пород не дает оснований связывать эти факты с составом первоначального субстрата сланцев. В таком случае причину отличий в породах обоих комплексов следует искать в том, что их образование происходило на разных глубинах, вероятно, отражающих их положение в геологическом разрезе. С этой точки зрения породы восточного комплекса будут принадлежать более глубоким частям разреза, а сланцы западной зоны более высоким.

Оба комплекса разнятся не только в петрографическом отношении, но и в характере складчатости. Западная зона отличается однообразным падением пород на ЮВ под углами 45—60° и наличием штрекунга ЮЗ направления с углами 10—15°. В породах восточного комплекса преобладают западные падения, а штрекунг имеет северо-восточное направление с теми же углами погружения 10—15°. Все это вместе взятое позволяет считать, что граница между обеими зонами является тектонической. На местности она проходит в долине р. Ай и Б. Тесьмы, и поэтому мы лишены возможности привести более конкретные доказательства ее существования.

В пределах восточной зоны выделяются две структурные единицы: а) собственно уральская складка, расположенная на пространстве от Уральского хребта до р. Ай, и б) область развития гранитов сыростанского массива.

Уральская складка

Схематически Уральская складка состоит из антиклинальной части, вскрытой долиной р. Ай, которая при движении на восток к Уральскому хребту переходит в синклиналь, сложенную породами уральской свиты. В пределах антиклинальной части складки, состоящей из пород карбонатной свиты, имеются более мелкие синклинальные структуры, выполненные сланцами уральской свиты. Благодаря этому, к югу от железной дороги, на местности мы видим чередование полос ставролит-гранатовых слюдяных сланцев с выходами пород карбонатной свиты. Последние вскрыты в узких продольных долинах и своим положением намечают существование местных антиклинальных поднятий. Эти структуры второго порядка осложнены мелкой складчатостью вплоть до плойчатости, а в породах карбонатной свиты появляются зоны интенсивного смятия и рассланцованности.

Самым сложным вопросом для уральской складки является взаимоотношение карбонатной и уральской свит. Если сравнить степень их сла-

тия (фиг. 1, 37), то ясно видно, что породы карбонатной свиты отличаются значительно большей дислоцированностью. В них преобладают углы падения СЗ 60—90°, в то время как в сланцах уральской свиты наиболее распространены падения СЗ 45—60°. Этот факт особенно важен в связи с тем, что в наших свитах слоистость и сланцеватость совпадают. В геологическом описании было указано, что в районе горы Сорочьей ставролит-гранатовые слюдяные сланцы ложатся на различные горизонты карбонатной свиты, в связи с чем выступает имеющееся между свитами несогласие. Характер, степень и этапы метаморфизма сланцев обеих свит одинаковы, так же как одинаковы и прорезающие их жильные породы верхнепалеозойского возраста. Все это говорит о том, что имеющиеся соотношения свит в момент вторжения гранитов и связанных с гранитами жильных пород уже существовали. Различную степень дислоцированности сланцев обеих свит можно объяснять и дисгармоничной складчатостью послепротерозойского возраста, но так как первоначальный осадочный субстрат для обеих свит было одинаков (песчано-глинистые осадки), то и предполагать такие дисгармоничные нарушения до протерозойского метаморфизма нет никаких оснований.

Если объяснять соотношения свит верхнепалеозойскими нарушениями, то тогда с этим временем надо связывать и создание их петрографического облика и основных геологических структур, а это является сомнительным. Остается предположить, что различный характер дислоцированности свит отражает их первичные соотношения, которые, вероятно, были резко выражены еще в осадочном субстрате и нашли отражение в структуре и несогласном залегании обеих метаморфических свит. Последнее тем более вероятно, если принять точку зрения Зандера, согласно которой слоистость и сланцеватость в метаморфических сланцах часто совпадают, что в действительности имеет место в наших толщах.

Для восточного комплекса мы не имеем никаких данных, которые бы позволили нам говорить о характере каледонских движений, но здесь отчетливо отразились верхнепалеозойские нарушения, с которыми связано вторжение гранитов.

Восточная граница уральской складки является тектонической, причем линия разрыва, судя по условиям залегания прилегающих к ней пород, обладает крутыми западными падениями. На юге района хорошо видно, что эта линия разрыва под острым углом сечет простирание кварцитов уральского хребта. В окрестностях Александровской сопки, против вершины выпуклой к западу границы между кристаллическими сланцами и гранитами Сыростанского массива, кварциты Александровской сопки отброшены к западу на 3 км. Вместе с тем, здесь отсутствует вторая полоса кварцитов, которая имеется на юге, восточнее Уральского хребта. Она появляется значительно севернее, после того как западный контакт гранитов отклоняется к востоку, но она не попадает на направление прежнего простирания и оказывается смещенной. В связи с этим встает вопрос о существовании в северной половине нашего района поперечного нарушения, возникшего в связи с движениями, сопровождавшимися вторжением гранитов. Под влиянием последних ставролит-гранатовые слюдяные сланцы и кварциты в местности, лежащей к северу от железной дороги, испытали межформационное скольжение и оказались смещенными к западу на 3 км.

При взгляде на карту в районе горы Сорочьей обращает внимание выступ ставролит-гранатовых слюдяных сланцев. Вдоль южной границы его контура расположена трасса железной дороги между разъездом Тагапай и г. Златоустом. Ширина выступа равна 3 км и отвечает размеру указанного выше перемещения. Таким образом, несогласное залегание слюдяно-ставролит-гранатовых сланцев на различные горизонты карбонатной свиты можно объяснять той же межформационной дислокацией. Однако это ни

в коей мере не снимает вопроса о существовании несогласия между обеими свитами, которое подчеркнули и которым воспользовались верхнепалеозойские движения. Никаких следов аналогичных перемещений в породах карбонатной свиты мы не наблюдаем и они ими затронуты не были. Верхнепалеозойские движения сопровождались местными разрывами, на что указывает факт сопряжения сланцев горы Тесьминской и пород хребта М. Таганая почти под прямым углом.

Анализируя направления простираний и падений сланцеватости, в породах карбонатной свиты можно видеть (фиг. 2), что максимум простираний сланцеватости отвечает направлению СВ 10—30°, при этом диаграмма как для сланцев, так и для мраморов совпадает. Как указывалось, преобладающими углами падения являются крутые северо-западные и в более редких случаях наблюдаются пологие падения, не превышающие 30—35°, связанные с наличием перегибов мелкой складчатости. Сравнительно также редко встречаются и юго-восточные падения. Развитые вдоль границы с уреньгинской свитой мелкочешуйчатые, обычно мелкослоистые, сланцы нижних горизонтов карбонатной свиты обладают теми же простираниями, но в них преобладают довольно крутые падения ЮВ 50—60°. На ряду с ними наблюдаются более пологие углы до 25°, а также крутые северо-западные падения. Если принять во внимание, что сланцеватость и слоистость в наших комплексах совпадают, то и здесь мы имеем указание на наличие мелкой повторной складчатости. Преобладание в западных частях уральской складки северо-восточных падений следует поставить в связь с аналогичными условиями залегания пород уреньгинской свиты, к которой прижаты сланцы карбонатной свиты. В связи с этим можно думать, что и тектоническая линия между обоими комплексами также имеет крутое северо-восточное падение и по ней породы карбонатной свиты надвинуты на уреньгинскую. С этим хорошо гармонирует слюдистость и сильное смятие пород, прилежащих к тектонической линии.

В нашем распоряжении нет данных, которые бы позволили судить о характере мелкой складчатости в породах карбонатной свиты. В наблюдавшихся случаях отдельные мелкие пологие антиклинальные перегибы имели ширину в несколько десятков метров, а затем они сменялись зонами круто залегающих пород. Вероятно, в этой сложно построенной системе складок уже в протерозое имелись разрывы, но фактов, подтверждающих это положение, нет.

Штрекунг в сланцах карбонатной свиты имеет простирание СВ и углы падения около 15°. Сланцы карбонатной свиты разбиты системой поперечных трещин, среди которых преобладают трещины направления (фиг. 3) СЗ 290°, СЗ 310°, СЗ 350° и СВ 30°. Трещины СЗ 290° и СЗ 310° имеют крутые углы падения от 65 до 90° в ту и другую сторону. Они отвечают поперечным трещинам растяжения. К ним приурочена главная масса даек гранит-порфиров и в меньшей степени габбро-диабазов (фиг. 37, 38). Две другие системы трещин СЗ 80° отвечают диагональным расколам, составляющим с направлением простирания сланцев углы, близкие к 45°. Вдоль трещин СВ 80° широко развиты дайки габбро-диабазов. Помимо этих трещин дайки гранит-порфиров образуют четвертое направление СВ 50—60°, которым нередко пользуются также и габбро-диабазы.

В геологическом описании приводились те данные, которые позволяют утверждать, что в верхнем палеозое, в связи с поднятием гранитов, породы карбонатной свиты подверглись энергичной динамической и пневматолитической обработке, с образованием продольных зон смятия и рассланцованности. Благодаря недостаточной обнаженности района в местах предполагаемых нарушений и благодаря тому, что все окружающие породы рассланцованы, у нас нет точного критерия для их выделения. Единственным признаком для залегающих в них пород, не всегда выдерживающимся,

является интенсивно развитая плойчатость. Вполне вероятно, что часть зон является выдерживающейся на протяжении всего района, а другие имеют местное значение. По этим причинам и указывать их все на геологической карте не представляется возможным.

Среди линий нарушения можно выделить ту, которая тянется от Николаевского рудника вдоль западного подножья гор Тесьминской, Сорочьей и далее к Васильевскому и Шлеенскому рудникам. Наличие этой линии подтверждается не только присутствием зон оруденения, но и хорошо выраженным в рельефе крупным уступом западного склона гор Тесьминской и Сорочьей. Вероятно, на одной системе, быть может местных нарушений, расположены к западу от указанной линии рудники Таганайские (у г. Златоуста), а на юге Орловские. Трудно что-либо сказать о других линиях нарушений. Они имеют место в районе Тесьминского, Исаковского, Черновского и Филинского рудников, но оценить их региональное значение не представляется возможным. Присутствие в районе рудников сильно дислоцированных пород указано Ф. Н. Чернышевым (1889), а также Л. М. Мирольским и В. А. Полянниным (1937), которые подчеркивают тесную связь оруденения с продольными зонами нарушений и этим объясняют линейность в их распределении. Можно указать еще одно направление возможных нарушений, отмеченное интенсивной пневматолитической проработкой и фельдшпатизацией пород. Оно идет вдоль восточного подножья горы Сорочьей и возможно совпадает с границей распространения силлиманит-слюдяных сланцев.

Признаки таких же зон рассланцованности мы имеем и в узких полосах пород карбонатной свиты, которые перемежаются с синклиналями, сложенными ставролит-гранатовыми слюдяными сланцами. Точно также мы не располагаем точными данными для суждения о том, к каким частям мелких складчатых структур приурочены зоны рассланцованности. Таким образом, геологический разрез для пород карбонатной свиты не может быть построен точно, его можно представить в виде схемы, отражающей указанные выше общие моменты.

На фоне складчатого основания карбонатной свиты хорошо выделяются синклинальные структуры, сложенные породами уральской свиты. Эти структуры также осложнены повторной складчатостью, однако последняя имеет значительно более крупные размеры, что связано с большей прочностью слагающих их пород. К югу от железной дороги эти синклинальные структуры отделены узкими антиклинальными поднятиями карбонатной свиты, в пределах которых сланцы сильно смяты и рассланцованы и несут признаки перекристаллизации в присутствии пневматолитических агентов гранитов. В этой обстановке местами появляются месторождения железа (Филинский рудник). Следовательно, продольные зоны интенсивного смятия пород карбонатной свиты являются границами синклинальных прогибов, сложенных сланцами уральской свиты. Выше было указано несогласие между сланцами соседних полос слюдяно-ставролит-гранатовых сланцев у южного окончания хребта М. Таганай. Далее у западного подножья Уральского хребта, на границе ставролит-гранатовых слюдяных сланцев и пород карбонатной свиты, в верховьях левого притока р. Балашиха, были обнаружены рассланцованные и катаклазированные кварциты. Если принять это все во внимание, то можно считать с большой долей вероятности, что границы синклиналей уральской свиты в ряде случаев являются нарушенными.

В районе гор Сорочьей и Тесьминской ставролит-гранатовые слюдяные сланцы образуют широкую синклиналь с крутыми, почти вертикально падающими, крыльями. Западное крыло этого участка ограничено упоминавшимся выше разрывом, а с востока поля сланцев расположена полоса сильно смятых сланцев карбонатной свиты, среди которых широко развиты явле-

ния фельдшпатизации с новообразованием микроклина и плагиоклаза. К этой же области приурочены выходы наиболее высокотемпературных продуктов метаморфизма мраморов.

Перейдем теперь к характеристике строения восточной окраины уральской складки.

В южной части района вдоль вершины Уральского хребта далеко тянется мощная, до 500 м, полоса кварцитов. Перед железной дорогой кварциты исчезают и нигде не зафиксированы. Так же внезапно, как они оканчиваются, они вновь появляются на южном окончании Александровской сопки. Этот разрыв в сплошном простирании кварцитов можно объяснить напором с востока вторгшейся массы гранитов Сыростанского массива, в связи с тем, что последний дает здесь значительный выступ в западном направлении.

В синклинали Уральского хребта ставролит-гранатовые слюдяные сланцы нижних горизонтов уральской свиты залегают вдоль западного склона хребта и Александровской сопки. Над ними выше расположены кварциты. Еще выше лежит толща слюдяных сланцев, к которой приурочена долина р. Каменки и, наконец, над последними залегают кварциты второй параллельной полосы, развитой у контакта с гранитным массивом.

Породы синклинали обладают крутыми северо-западными простираниями (60—75°) и образуют мощную серию моноклинально падающих слоев. Эта синклиналь сравнительно с более западными аналогичными структурами имеет значительно большую глубину. Следует подчеркнуть, что ширина синклинальных структур, сложенных породами уральской свиты, при движении с запада к хребту увеличивается и одновременно в разрезе появляется кварцевый материал. Вероятно, вместе с шириной увеличивается также и глубина синклиналей и одновременно становятся более крутыми углы падения пород, от СЗ 50—60° на западе до 60—75° в пределах хребта. Увеличение углов падения стоит в связи с приближением к краевой части протерозойской толщи, где, вероятно, более сказалось влияние герцинских движений.

Преобладающее направление сланцеватости в ставролит-гранатовых слюдяных сланцах СВ 15—30° (фиг. 27), причем превалируют северо-западные углы падения величиной от 45 до 60°. Так же как и в карбонатной свите, следы тектонических напряжений в породах уральской свиты выразились в образовании систем трещин и иногда зон смятий. Отчетливо выделяется система трещин растяжения (фиг. 27) СЗ 280—300° (преобладают крутые углы падения около ЮЗ 60°), затем довольно широко развиты трещины СЗ 340—350°; СВ 40° и СВ 80°. Трещины СЗ 340—350° и СВ 80° отвечают диагональным отдельностям, плоскостям скалывания. Как видно из диаграммы (фиг. 27), падения трещин преимущественно крутые и юго-западные. Интересно отметить, что вторжение даек габбро-диабазов и гранит-порфиров (фиг. 38, 39) происходило, главным образом, по направлению сланцеватости СВ 30° и, в меньшей степени, вдоль трещин СВ 40°. Для гранит-порфиров следует отметить направление СЗ 320°.

Эти данные отчасти могут подтвердить ранее высказанные предположения о большей степени сжатия пород карбонатной свиты, в связи с чем там аналогичные жильные породы развиты преимущественно вдоль поперечных разломов.

Наблюдавшийся в породах уральской свиты штрекунг имеет направление СВ 20—30° и углы падения 10—20°. В двух случаях отмечен штрекунг ЮЗ 190—200°.

Изложенная схема строения уральской складки противоречит взглядам Ф. Н. Чернышева (1889), который рассматривал Уральский хребет и систему гор Таганая как ряд ступенчатых сбросов, обращенных к востоку. По схеме Ф. Н. Чернышева кварциты хребта отделены от толщи ставролит-

гранатовых слюдяных сланцев сбросом. Данные, изложенные в настоящей работе, ясно говорят, что эти породы принадлежат к одной серии метаморфизованных осадков. Кварциты и сланцы переслаиваются между собой, связаны иногда переходными разностями и образуют складчатые структуры, на что в свое время указал А. Н. Заварицкий (1923), соображения которого подтверждаются всем вышеизложенным.

Область развития гранитов Сыростанского массива

Характер тектоники этой зоны в значительной мере освещен в геологическом очерке. Здесь следует остановиться на ряде новых моментов. Сыростанская гранитная интрузия относится к числу несогласных, косо пересекающих ряд стратиграфических и структурных единиц. В районе озера Тургояк, в северном окончании интрузии, граниты прорывают породы зеленокаменного комплекса. Южнее они пересекают тектоническую линию уральского контакта — границу между протерозоем и надвинутой на последний зеленокаменной полосой — и входят в толщу кристаллических сланцев. В пределах ее они залегают между областью развития пород уральской свиты и уральским контактом.

На основании состава ксенолитов и блоков кровли погруженных в граниты, мы вправе сделать вывод о том, что кровлей гранитного плутона была толща сланцев шайгатанской свиты. Породы последней развиты к югу и к северу от изученного района вдоль восточной окраины полосы протерозоя.

В составе шайгатанской свиты главную роль играют слюдяные кварциты и кварцитовые сланцы, слагающие мощную крутопадающую на восток толщу. Эти породы хорошо отличаются от сланцев уральской свиты. По степени метаморфизма породы обеих свит принадлежат одной метаморфической ассоциации, но их взаимоотношения остаются неясными, так как всюду они отделены широкими продольными долинами. Характер западной границы сыростанского массива и его южного окончания и состав ксенолитов в гранитах говорят о том, что при вторжении интрузия отчасти использовала границу между обеими свитами. В разрезе гранитный плутон представляет купол с крутыми склонами, падающими в обе стороны от его осевой части. Поверхность плутона в общем неровная и погружающаяся в направлении с севера на юг. В депрессиях поверхности сохранились блоки пород кровли, структурные элементы которых говорят о движении магмы во время интрузии в направлении с севера на юг.

Западный контакт гранитной интрузии имеет крутое северо-западное падение, т. е. обладает условиями залегания, согласными с таковыми для сланцев уральской свиты. Тектонический характер этого контакта подчеркивается тем, что он под острым углом режет простирание пород Уральского хребта.

Выше были приведены соображения, согласно которым вся толща сланцев уральской свиты в пространстве между горой Сорочьей и Александровской сопкой под влиянием движений, с которыми было связано вторжение гранитов, возможно была смещена в западном направлении. Эти смещения не затронули пород карбонатной свиты, а отсюда можно сделать вывод о том, что выступ контура гранитного массива против Александровской сопки может имеет сравнительно небольшую глубину, отвечающую в общем вертикальной толщине перемещенной толщи пород уральской свиты. Наличие в краевых частях массива ориентированных текстур свидетельствует о развитии интрузивного процесса в обстановке бокового давления.

Восточный контакт плутона обладает крутыми падениями ЮВ 60—80°, согласными с теми, которые мы наблюдаем в прижатом и надвинутом с

востока зеленокаменном комплексе. Общее простирание вытянутости гранитного массива СВ 30—40° (фиг. 43). В гранитах хорошо развита система трещин СЗ 295—300°, а также диагональные сколы СЗ 335° и СВ 75—80°. Трещины последнего направления заполнены первыми представителями жильного ряда — керсантитами, а также более поздними по времени образования жильными гранитами (фиг. 45, 46). Кроме того, жильные граниты в большом количестве выполняют поперечные трещины растяжения СЗ 295—300°. Значительно реже оба типа жильных пород выполняют расколы, ориентированные в направлении вытянутости массива. Еще более поздние жильные отщепления (фиг. 47) — грано-диорит-порфиры заполняют трещины различных направлений, из которых выделяются три максимума СЗ 320—335, СВ 20° и СВ 55°. Новым направлением является СЗ 320—335°.

Для всего восточного комплекса протерозоя мы можем выделить два главных этапа процессов метаморфизма и проявления тектогенеза. Для эпохи протерозоя мы имеем косвенные признаки наличия перерыва и несогласия, а следовательно и движений между отложением осадочного субстрата карбонатной и уральской свит. Наличие в составе сланцев уральской складки метаморфизованных и дислоцированных даек амфиболитов делает вероятным предположение о движениях и магматической деятельности уже после отложения осадочных пород, из которых затем возникали сланцы уральской свиты. Мощные движения и метаморфизм конца протерозоя создали основные черты структуры восточного комплекса.

Мы ничего не можем сказать о более поздних движениях, отвечающих нижней половине палеозоя. Они, несомненно, были и с ними связаны интрузии габбро в западном комплексе, а также и ультраосновных пород в башкирской части протерозоя (Коптев-Дворников, 1933). Следует отметить общность состава и форм залегания габброидных интрузий западного комплекса с аналогичными магматическими образованиями, развитыми в немых свитах древнего палеозоя западного склона Урала.

Отчетливо выраженные движения второго этапа относятся к герцинскому времени и с ними связано вторжение гранитов. Существование двух, иногда даже несовпадающих направлений складчатости указано для протерозоя Южного Урала Ф. Н. Чернышевым (1889), Б. П. Кротовым (1915), П. П. Шаховым (1928), Н. К. Разумовским (1935), В. С. Коптевым (1933), а для Полярного Урала О. О. Баклундом. На примере нашего района мы видим, что второй этап тектогенеза и метаморфизма имеет герцинский возраст. В это время породы восточного комплекса подверглись дополнительной динамической проработке. Последняя выразилась в образовании больших разрывов, второстепенной складчатости и зон смятия. Одновременно имели место крупные межформационные подвижки. Один из таких расколов, которым воспользовалась гранитная магма, проходит по границе пород уральской и шайгатанской свит. Гранитная магма местами воспользовалась поверхностью несогласного залегания между карбонатной и уральской свитами. Так можно объяснить условия залегания уржумской интрузии гранитов. Относительно слабо развитые ориентированные текстуры в гранитах говорят о том, что их кристаллизация происходила после главных герцинских движений. В результате герцинского тектогенеза в сланцах карбонатной свиты возникли второстепенные антиклинальные зоны, к которым приурочены явления динамического и пневматолитического метаморфизма. Они наблюдаются как среди непрерывного поля развития пород свиты, так и в промежутках между продольными синклинальными полями сланцев уральской свиты, на которые последние оказались разбитыми.

Если мы сопоставим направления простираний всех пород и их трещин для всего восточного комплекса, то здесь можно подметить много общего.

Как для гранитов, так и для карбонатной и уральской свит (фиг. 2, 26) простирания сланцеватости имеют направления в интервале от СВ 10° до СВ 40°. Существование в гранитах (фиг. 43) сланцеватых текстур северо-западных направлений объясняется наличием в интрузиве блоков пород кровли, около которых сланцеватость гранитов следует их очертаниям. Замеры, произведенные около этих блоков, нашли отражение в северо-западных простираниях (фиг. 43).

Для всех пород восточного комплекса (фиг. 3, 26) следует отметить наличие поперечных трещин растяжения, имеющих направление СЗ 290—300°, а также диагональных расколов СЗ 330—350° и СВ 80—85°. Наибольшее количество даек габбро-диабазов и керсантитов, которые принадлежат первым проявлениям жильного процесса, направлены вдоль трещин СЗ 290°, СВ 60 и СВ 80°, а, кроме того, имеются дайки, залегающие вдоль простирания пород. Последние в пределах уральской свиты преобладают (фиг. 38). Тем же направлениям в пределах гранитного массива следовали и дайки жильных гранитов. Последовавшее затем вторжение гранит-порфиров и грано-диорит-порфиров сопровождалось значительным дроблением пород, в связи с чем они заполняют все ранее указанные трещины (фиг. 44—47), а также дают новые максимумы, среди которых везде выделяется направление СЗ 320°.

В других районах Урала мы имеем указания на существование в протерозое структурных признаков, указывающих на наличие дислокаций различного времени и направлений. В частности, отдельные зоны протерозойской складчатости иногда имеют широтные направления (Чернышев, 1889; Кротов, 1915; Контев-Дворников, 1933). В нашем районе таких фактов нет, все говорит за то, что проявления тектогенеза и движений имели одинаковую направленность на протяжении всей известной нам геологической истории. В таком случае трудно говорить о разновозрастных системах трещин. В сланцах существовала и более древняя система трещин, но в обстановке верхнепалеозойского метаморфизма и движений она оказалась замаскированной так, что выделить ее без специальных наблюдений не представляется возможным. Во всяком случае общность направлений сланцеватости и систем трещин как в сланцах, так и в гранитах говорит за то, что значительная их часть является молодыми и относится к верхнепалеозойскому времени. Это заключение будет справедливо и для западного комплекса, к разбору тектоники которого мы переходим.

Западный комплекс в отношении структур должен быть разделен на две зоны: 1) инъекционную и 2) уреньгинскую. В инъекционной зоне мы имеем более приподнятую структуру. В ней, вероятно, на небольшой глубине залегают граниты, вызвавшие гранитизацию пород уреньгинской свиты, менее измененные представители которых сохранились в виде более или менее значительных участков среди гнейсовых сланцев и гнейсов. Граниты фиксируют своим положением западный тектонический контакт протерозоя с древнепалеозойскими толщами западного склона Урала. Инъекционная зона резко отграничена от уреньгинской, и это позволяет думать, что граница между ними тектоническая.

Уреньгинская зона представляет блок моноклинально падающей слоистой толщи, которая с запада и востока ограничена тектоническими линиями. Сланцы уреньгинской зоны имеют простирание СВ 10—30° и падают однообразно на юго-восток преимущественно на ЮВ около 60° (фиг. 48). Это однообразное падение пород уреньгинской зоны в свое время было отмечено Ф. Н. Чернышевым (1889), а позднее Б. В. Наливкиным (1929).

В геологическом описании приводились соображения (стр. 100), на основании которых можно думать, что в пространстве между полосой амфиболитов Назямского и Уреньгинского хребтов имеется второстепенная

синклиналь, выполненная ставролит-гранатовыми слюдяными сланцами. На антиклинальную природу Уреньгинского хребта мы имеем указание И. В. Мушкетова (1877). Вдоль западной окраины уреньгинской зоны, по границе слюдяно-кварцитовых сланцев и кварцитов, залегает интрузия габбро, превращенная в амфиболиты. Как и в инъекционной зоне, амфиболиты залегают согласно с окружающими породами и, вероятно, представляют метаморфизованные более или менее значительные пластовые интрузии. При описании уреньгинской свиты приводились соображения, на основании которых возраст этих габброидных интрузий можно считать по аналогии с восточным склоном Урала среднепалеозойским. Их присутствие может служить указанием на то, что и в пределах протерозоя движения нижней половины палеозоя нашли отражение и выразились в ряде внутрипластовых нарушений, которыми воспользовалась при поднятии габброидная магма. Верхнепалеозойский тектогенез отразился на сланцах уреньгинской свиты в возникновении зон рассланцованности, в пределах которых наиболее интенсивно проявились процессы ретроградного метаморфизма. Одна из таких зон смятия проходит у восточного подножья Назямского хребта по границе ставролит-гранатовых слюдяных сланцев, другая у западного подножья горы Косотур.

В сланцах уреньгинской зоны мы находим ту же систему трещин, которая характерна для восточного комплекса (фиг. 48). Они отвечают направлениям СЗ 290°, СЗ 320° и СВ 80° и в единичных случаях заполнены дайками габбро-диабазов и гранит-порфиров. В сланцах уреньгинской зоны штрекунг в противоположность восточному комплексу имеет направление ЮЗ ∠10—15°. Таким образом, строение уреньгинской зоны следует рассматривать как систему изоклинальных, опрокинутых на запад, складок, осложненных позднейшими разрывами и зонами смятия. Этими нарушениями воспользовались при своем вторжении габбро, а при герцинских движениях газо-водные отщепления гранитов.

В виду широкого развития процессов гранитизации в инъекционной зоне, очень трудно сказать что-либо конкретное о ее структурах. Все породы здесь обладают простиранием сланцеватости в направлении СВ 20—30° — и падениями преимущественно с углами ЮВ 45—60°. На ряду с этим встречаются и более пологие (35°) и более крутые падения (∠75 — 90°). Процессы гранитизации могли получить такое большое значение при условии широкого развития явлений смятия и разрывов во время герцинских движений.

Западную окраину протерозоя мы должны рассматривать как область развития интенсивного верхнепалеозойского раздробления, наложившегося на породы уреньгинской свиты. Все признаки этих нарушений оказались затем замаскированными процессами гранитизации. Косвенное указание на их наличие мы можем видеть в том, что местами граница между фельдшпатизированными и неизмененными породами представляется резкой. Кроме того, на горе Мышляй, где в значительном количестве сохранились слюдяно-кварцитовые сланцы, в них можно наблюдать участки со значительным отклонением к северо-западу обычных северо-восточных направлений простираний (искривления по простиранию). Наконец, третьим признаком является развитие в слюдяно-кварцитовых и гнейсовых сланцах микроплойчатости. На ряду с этим и штрекунг в породах не всегда отличается постоянством юго-западного направления. Встречаются участки, где он почти горизонтален или даже направлен на северо-восток. Эти мелкие искажения в условиях залегания пород, сравнительно с тем, что имеет место в уреньгинской зоне, следует поставить в связь с движениями, сопровождавшими инъекционные явления. Залегающие среди пород инъекционной зоны амфиболиты имеют согласное падение с окружающими породами. Обширное развитие процессов гранитизации позволяет думать,

что их источник — граниты залегают под инъекционными породами на небольшой глубине.

Магматические массы гранитов получили доступ в вышележащие горизонты вдоль тектонической границы протерозоя и древнего палеозоя западного склона Урала. Наличие ориентированных структур в породах, менее заметное в нашем районе, но хорошо отмеченное северное для окрестностей горы Магнитки Е. А. Кузнецовым (1930), говорит о том, что их вторжение происходило при наличии бокового давления. Жильные отпрыски гранитной интрузии, представленные гранит-порфирами, развиты здесь слабо и заполняют как продольные, так и поперечные трещины. Если судить по условиям залегания гранитов, то тектонический западный контакт протерозоя имеет крутые юго-восточные углы падения. По этой тектонической линии толща протерозоя была надвинута на расположенные западнее древнепалеозойские толщи западного склона. Среди последних около Кусинского габбрового массива, вблизи тектонического контакта, А. В. Пэк (1934) отмечает развитие брекчий и тонких инъекций гранитного материала. О тектоническом характере этой крупной уральской линии, с отчетливым развитием вдоль нее надвиговых явлений, говорят нам также данные Е. А. Кузнецова (1934) для более северных районов Среднего Урала.

Габброидная интрузия Шишимских гор, а также и толща мраморов, прилегающая к протерозойским образованиям с запада, несут признаки метаморфизма под влиянием гранитов. Это свидетельствует о том, что во время вторжения гранитов соотношения протерозоя с древнепалеозойскими толщами имели в главных чертах тот же характер, который мы наблюдаем теперь, т. е. тектоническая граница между ними уже существовала.

После окончания цикла явлений, связанных с остыванием гранитов, во всей толще протерозоя мы находим признаки позднейших движений. К ним относятся интенсивный катаклаз и раздробление гранитов Губенских гор с превращением их в гранито-гнейсы. Аналогичные явления раздробления гранитов отмечает также и Е. А. Кузнецов (1830) для района горы Магнитки. А. В. Пэк (1934), занимавшийся анализом трещинной тектоники габбровых массивов в области контакта протерозоя и немых свит западного склона, также указывает на существование деформаций после возникновения в гранитах гнейсовидности. Раздроблению подвергаются также и гранит-порфиры в пределах уральской свиты, что было замечено в выемках железной дороги. Вероятно, этими более поздними нарушениями обусловлены иногда наблюдавшиеся в породах местные разрывы с развитием вдоль них явлений скольжения. При этом поверхности трещин часто имеют неровный характер и лишены признаков какой-либо гидротермальной обработки. Наконец, в месторождениях железных руд мы наблюдаем в сланцах и вторичных кварцитах брекчии, участки которых послужили при поверхностных процессах местами концентрации гидроокислов железа. Геологическое значение и роль этих фактов, конечно, различны, но дать им какую-либо возрастную характеристику не представляется возможным.

Подводя итоги изложенному, мы можем сделать ряд общих выводов.

1. Строение протерозоя в пределах нашего района можно представить в виде большого антиклинория, восточная половина которого сложена более глубоко метаморфизованным и, вероятно, более глубоко залегающим в разрезе метаморфическим комплексом.

2. Обе границы антиклинория являются тектоническими и падают круто на восток. Внутри протерозоя имеется ряд второстепенных больших разрывов. К ним относится крутопадающий на восток разрыв, идущий вдоль долины р. Ай и отделяющий западный комплекс сланцев от восточного.

В пределах последнего имеется падающий на запад большой разрыв, ограничивающий уральскую складку с востока. Такой же разрыв отделяет в западном комплексе инъекционную зону от уреньгинской.

3. Преобладание в породах уральской складки западных падений можно объяснить тем, что эта зона протерозоя во время герцинских движений подвергалась выжиманию вверх. С этим хорошо согласуется то, что она ограничена двумя большими падающими навстречу разрывами, из которых восточный падает круто на запад.

4. Участки кристаллических сланцев, прилежащие к разрывам с востока, содержат интрузии гранитов или несут признаки интенсивного пневматолитического и гидротермального метаморфизма со стороны последних. Справедливость этого положения очевидна для инъекционной зоны и для восточного контакта протерозоя, где развиты массивы гранитов. Вся геологическая обстановка, наблюдающаяся в антиклинальной части уральской складки, прилежащей к межкомплексному разрыву, привела нас к выводу, что здесь на небольшой глубине также должны залегать граниты. Если это так, то становится еще более вероятным указанную возможность выжимания уральской складки по направлению вверх связывать по времени с поднятием скрытой на глубине интрузии.

5. Разница в характере пород, слагающих оба метаморфических комплекса, делает вполне вероятным, что межкомплексная тектоническая граница имеет протерозойский возраст и была возобновлена герцинскими движениями. Вся картина геологической обстановки не противоречит общепринятому для Урала направлению верхнепалеозойских движений с востока на запад. Они обусловили раздробление и усложнение более древних структур протерозойской толщи, явления надвигания отдельных складок и свит в направлении на запад, а также значительные межформационные перемещения. Этой благоприятной тектонической обстановкой воспользовалась гранитная магма, следы влияния которой мы находим на всех породах нашего района.

6. В истории развития структуры протерозоя нашли отражение движения, относящиеся к различным эпохам. В протерозое наблюдаются признаки несогласия на границе карбонатной и уральской свит. Вероятно, до момента протерозойского регионального метаморфизма имели место нарушения, с которыми связано появление магматических отпрысков, за счет которых возникли тела древних амфиболитов среди вышеуказанных свит. Региональный метаморфизм протерозоя, отвечающий обстановке метаморфических фаций мезозоны, создал два комплекса сланцев, вероятно, сохранивших основные черты тех соотношений, которые были заложены еще в протерозое. Движения нижней половины палеозоя нашли отражение в появлении в западном комплексе сланцев интрузий габбро.

Если протерозойский орогенез выразился главным образом в создании пликативных структур, то эпоха верхнепалеозойских движений может характеризоваться, как время уплотнения складок с развитием разрывных дислокаций, с явлениями надвигов.

Г. Полезные ископаемые

Среди полезных ископаемых нашего района можно выделить ряд генетических групп. К первой группе принадлежат те ископаемые, которые обязаны образованием эпохе протерозойского метаморфизма (графит и др.). Во вторую группу могут быть отнесены объекты среди толщи сланцев протерозоя, возникшие в обстановке метаморфизма верхнего палеозоя (железо, медь и др.). Наконец, в третью группу выделены те полезные ископаемые, признаки которых известны в области гранитов (золото, флюорит).

1. Первая группа

Среди минеральных концентраций, возникших в обстановке процессов метаморфизма протерозоя, мы не встречаем промышленно интересных объектов. И. В. Мушкетовым (1877) было указано месторождение графита на северо-восточном берегу заводского пруда. По данным разведок ИПМ (1929) это месторождение практического значения не имеет.

Встреченные нами графитсодержащие силлиманит-мусковитовые сланцы у восточного подножья горы Сорочьей также мало интересны. Несколько бо́льшая графитоносность наблюдается вдоль восточного подножья горы Уржумки, к северу от Уржумского сельскохозяйственного комбината.

Несмотря на то что альмандин является обычным компонентом многих сланцев, ни в одном случае не были констатированы такие концентрации, которые бы по размерам и по характеру минерала представляли что-либо промышленно интересное и что можно было бы сопоставить с уже известным Иссыльским месторождением (Коптев-Дворников, 1933).

Среди силлиманит-слюдяных сланцев карбонатной свиты силлиманит местами наблюдается в заметных количествах, но, благодаря характеру развития и последующим процессам замещения мусковитом, вряд ли может найти применение. Это заключение справедливо и для значительно более редких находок кианита.

2. Вторая группа

К числу полезных ископаемых, обязанных возникновением процессам верхнепалеозойского гранитного метаморфизма, относятся месторождения меди, железа, мусковита и жильного кварца.

Медь

Среди амфиболитов Назямских гор на крайнем севере нашего района расположены старые выработки Евграфовского медного месторождения. Приблизительно в 1 км к северу от последнего находится Надеждинский медный рудник. Оба рудника разрабатывались в начале прошлого столетия. При их посещении И. В. Мушкетовым (1877) горные выработки месторождений обвалились и для наблюдения были недоступны. И. В. Мушкетов указывает, что оруденение приурочено к зоне развития эпидозитов, прослеженной на протяжении 1. 5 км. На этом пространстве было заложено около 10 мелких шахт глубиной не свыше 25 м. Среди рудных минералов в эпидозитах автор отмечает медный колчедан, самородную медь, красную медную руду, медную зелень и синь. Судя по характеру отвалов, эпидозиты залегают в сильно рассланцованных амфиболитах. В эпидозитах и амфиболитах встречаются кварцевые прожилки, содержащие окисленные медные сульфиды и натеки гидроокислов меди. На основании описаний И. В. Мушкетова (1877) вероятнее всего предполагать, что с появлением кварцевых жил и связана рудоносность эпидозитов этих месторождений, что хорошо вяжется с указанием того же автора о весьма неравномерном распределении оруденения в пространстве. Это заключение не противоречит также наблюдениям А. Н. Заварицкого (1918).

При нашем посещении месторождений в 1935 г. около старых выработок были обнаружены недавно пройденные разведочные канавы и шурфы, данными о результатах которых мы не располагаем. В амфиболитах и эпидозитах во время маршрутов спорадически встречались плепки гидроокислов меди.

Железо

Старые железные рудники Златоуста представляют один из интересных объектов нашего района, особенно в связи с тем, что для них устанавливается первичная сульфидная форма оруденения. К этому выводу мы

пришли при полевых исследованиях 1935 г., и этот взгляд нашел отражение в предварительных отчетах (Коптев-Дворников, 1935). Позднее я узнал от Л. М. Миропольского о том, что в 1934 г. он вместе с В. А. Полянипым также занимался вопросом происхождения железных руд района Златоуста. Наши выводы хотя и были сделаны независимо друг от друга, но имеют много общего и приписывают первичной форме оруденения гидротермальное происхождение.

Нижеследующая характеристика месторождений составлена, главным образом, по данным Л. М. Миропольского и В. А. Полянина (1934) с необходимыми дополнениями из наших наблюдений.

Начало эксплоатации железорудных месторождений окрестностей Златоуста относится к 1770-м годам, когда были впервые основаны металлургические заводы. Начало работ на рудниках нашего района рисуется в следующем виде. В 1761 г. начали разрабатываться Тесьминский и Орловский рудники, в 1763 — Тагапайский, в 1798 — Черновский, в 1826 — Николаевский, в 1829 — Васильевский и т. д.

В балансе рудного хозяйства Златоустовского завода эти месторождения играли неодинаковую роль и значительная их часть разрабатывалась недолго. Наиболее крупное значение имели Тесьминский и Орловский рудники, из которых Орловский в последние годы был возобновлен и эксплоатировался (1937). В настоящее время Орловское месторождение также оставлено. Главная причина прекращения разработки златоустовских рудников — конкуренция бакальской руды, которая отличается от местной высокими качествами.

За время своего существования наиболее крупные рудники неоднократно разведывались, но всегда неглубокими шурфочными работами глубиной не свыше 20—30 м. По данным Л. М. Миропольского и В. А. Полянина (1937) наиболее разведанным месторождением следует считать Орловское, однако и по нему материалы так запутаны, что утрачивают достоверность. Другие рудники разведаны еще хуже.

Изучение железорудных месторождений Златоуста началось в двадцатых годах XIX века и в истории их исследования можно выделить три периода. В первый, с 1826 по 1875 г. исследователи ограничиваются краткой характеристикой месторождений. Второй период 1875—1900 гг. отличается появлением более детальных описаний рудников И. В. Мушкетова (1877), К. И. Богдановича (1885) и А. А. Краснопольского (1902). Генетические обобщения в этих работах отсутствуют. Третий период в изучении месторождений начинается после 1900 г., когда в ряде работ П. А. Земятченского (1888, 1900), А. И. Корзухина (1901), Е. Н. Барбот-де-Марни (1860) и Реутовского рассматриваются вопросы их образования.

Подводя итоги всех предыдущих исследований, Л. М. Миропольский и В. А. Полянин выделяют три пункта, касающиеся строения месторождений: а) геологическая позиция месторождений; б) форма рудных тел; в) генезис месторождений.

Большинство исследователей прошлого столетия (Аносов 1-й, Лисенко, Г. Щуровский, Н. В. Еремеев, И. В. Мушкетов, К. И. Богданович и др.) считали, что месторождения залегают на границе двух различных метаморфических пород. Позднее Е. Н. Барбот-де-Марни (1860) отрицал участие известняков в строении рудников и считал главным фактором, обусловившим локализацию месторождений, тектоническую обстановку.

В отношении формы также существовали различные представления. Один из исследователей характеризовали их как гнезда и штоки (Щуровский, 1841, Гофман, 1868; Аносов, 1826; Антипов, 1860; Барбот-де-Марни, 1901). Другие называли их залежами и пластами (Мушкетов, 1877; Богданович, 1885 и 1911; Краснопольский, 1902).

Для объяснений генезиса железорудных месторождений было высказано два взгляда. По мнению А. И. Корзухина (1901), причиной концентрации

железа являются процессы выветривания в присутствии известняков. Е. Н. Барбот-де-Марни (1860) считал главным фактором рудообразования тектонические условия. По мнению П. А. Земятченского (1900), генезис Златоустовских месторождений близок к Бакальским и их первичными рудами являются сидеритовые.

Полевые наблюдения 1935 г. привели нас к выводу, что первичное оруденение Златоустовских месторождений обязано гидротермальным процессам, которые вызвали образование небольших местных концентраций пирита.

К такому же заключению пришли Л. М. Миропольский и В. А. Поляпин, причем они связывают их образование с гидротермальными процессами гранитоидов жильной серии.

Из наших данных следует, что процессы рудообразования являются неразрывной составной частью пневмато-гидротермальных превращений, которые имели место в верхнем палеозое, среди пород карбонатной свиты, при внедрении и остывании гранитов. С жильной серией последних хотя и бывает связана незначительная минерализация, но она имеет другой характер и по времени является более поздней.

Л. М. Миропольский и В. А. Поляпин (1937), рассматривая обстановку, в которой залегают рудные тела, отмечают: а) постоянную их ассоциацию с кварцево-серицитовыми сланцами (слюдяно-серицитовые сланцы по терминологии авторов) и вторичными кварцитами (кварцевые песчаники), б) приуроченность месторождений к участкам с разрывной тектоникой. Эти обстоятельства обусловливают линейность и локальность в распространении участков оруденения. Для последних в окружающих породах авторы отмечают развитие таких процессов как биотитизация, альбитизация, турмалинизация и серицитизация. При этом мраморы подвергаются тремолитизации и превращению в кварцево-серицитовые сланцы с появлением пирита. Л. М. Миропольский и В. А. Поляпин правильно подошли к учету проявлений верхнепалеозойского метаморфизма, но в серии пород, развитых на рудничных площадях, ими остался невыясненным генезис вторичных кварцитов, к которым часто непосредственно приурочены рудные скопления.

В геологической части нашей работы было показано, что в наблюдавшихся случаях образование кварц-серицитовых сланцев и вторичных кварцитов происходит за счет мраморов. Таким образом, вопрос об участии в рудообразовании карбонатного субстрата, хотя и по иному, но тем не менее решается в положительном смысле.

Что касается формы проявления первичного оруденения, то, вероятно, таковой была наблюдающаяся вкрапленность пирита, которая быть может местами переходила в небольшие скопления сплошных колчеданов.

Для очень многих рудников упоминавшиеся авторы отмечают наличие брекчий, пронизанных рудным веществом. В таких нарушенных зонах, вероятно, наиболее интенсивно проходили процессы выветривания и переотложения рудного материала. Источником железа явились не только пирит, но также и все железосодержащие алюмосиликаты окружающих пород, оказавшиеся в сфере влияния растворов рудной зоны окисления.

Златоустовские рудники разрабатывались шурфами и открытыми разрезами. Все выработки в настоящее время совершенно заросли и недоступны для наблюдений. Единственный разрабатывавшийся в последнее время разрез Орловского рудника мало показателен.

На территории каждого старого рудника можно видеть старые разрезы, вокруг которых расположено много мелких выработок. Исключение составляет большой Тесьминский рудник, на площади которого насчитывается около 50 значительных ям и разрезов.

Л. М. Миропольский и В. А. Поляпин выделяют семь групп рудных площадей: 1) группа Орловских рудников; 2) группа Таганайских рудников,

3) группа Тесьминских рудников, 4) группа Черновских рудников, 5) группа Филинских рудников, 6) группа Уральских рудников, 7) группа Петровского рудника.

Группа Орловских рудников включает Красноглинское, Шлепенское, Орловское, Бояршинское, Васильевское и Подпятное месторождения, расположенные на левом берегу р. Ай. Из них самое южное и наиболее удаленное от г. Златоуста — Красноглинское — находится в 12 км к югу от города. Для рудников орловской группы характерна их приуроченность к тектонически нарушенным участкам кварцево-серицитовых сланцев, содержащих выходы вторичных кварцитов.

Группа Таганайских рудников включает Н. Таганайское, В. Таганайское и Николаевское месторождения. Николаевский рудник расположен немного южнее слияния рр. Б. и М. Тесьма, а оба Таганайских месторождения к северо-востоку от ст. Златоуст. По условиям залегания руд авторы считают эти месторождения аналогичными орловским.

Группа Тесьминских рудников, куда входят Тесьминское и Исаково-Есаульские месторождения, находится в 6 км от города, на правом берегу р. Ай, вблизи тракта Златоуст—Миасс. Тесьминский рудник является одним из самых крупных месторождений. Еще разведками Е. Н. Барбот-де-Марни (1860) в сланцах было установлено три полосы оруденения. Для территории месторождения характерно широкое развитие кварцево-серицитовых сланцев, мраморов и вторичных кварцитов.

Л. М. Миропольский и В. А. Полянин отмечают следующие характерные черты для этого месторождения: а) широкое развитие кварцево-серицитовых сланцев и вторичных кварцитов, б) линейность в расположении выработок, в) наличие оруденелых брекчий.

Группа Черновских рудников расположена в 200 м к юго-западу от разъезда Таганай. Группа Филинских рудников находится в 13 км к югу от г. Златоуста на правобережье р. Ай около р. Изгородной. Группа Уральских рудников представлена двумя небольшими разрезами, расположенными на северо-западном склоне Уральского хребта, в 800 м к югу от железной дороги. В руднике выходят вторичные кварциты. Уржумо-Петровский рудник состоит из одного разреза, находящегося на левом берегу р. Уржумки.

Руды большинства месторождений представлены, главным образом, гидрогетитом, и только в Тесьминском и Орловском месторождениях констатировано присутствие гидрогематита (Миропольский и Полянин, 1937).

В отвалах выработок можно наблюдать переходы от сплошных, часто пористых, руд к корковым и натечным образованиям. Можно видеть и постепенные переходы от руд к оруденелым кварцево-серицитовым сланцам, в которых гидрогетит образует мелкие гнезда и прожилки. Очень часто встречаются оруденелые брекчии кварцево-серицитовых сланцев (фиг. 54). Такие же пространственные переходы имеют место и среди вторичных кварцитов, в которых рудные брекчии приобретают особенно эффектный характер.

Невозможность вести непосредственные наблюдения над условиями залегания рудных тел позволила Л. М. Миропольскому и В. А. Полянину (1934) сделать лишь ряд общих выводов. В формировании месторождений они выделяют два момента. С гидротермальным этапом связано появление рудных концентраций пирита. В обстановке более ранних и высокотемпературных процессов происходит образование вторичных слюдяных сланцев с появлением темных слюд, которые вместе с другими железосодержащими компонентами первичных пород (гранат, ставролит и др.) явились источником железа в обстановке позднейших процессов выветривания. Роль процессов выветривания в рудообразовании доказывается данными наблюдений. К числу их авторы относят развитие рудных брекчий с облом-

ками вторичных кварцитов, кварцево-серицитовых сланцев, а иногда и жильного кварца. Кроме того, в пользу этого заключения говорит также наличие постепенных переходов от неоруденелых кварцитов и сланцев к чистой руде.

По данным Л. М. Миропольского и В. А. Полянина, процессы оруденения сопровождаются уменьшением в породах содержания SiO_2, Al_2O_3

Фиг. 54. Оруденелый серицитовый сланец.

и щелочей. Параллельно с этим происходит накопление Fe_2O_3. Образование рудных концентраций авторы объясняют циркуляцией растворов, главным образом в зонах нарушений.

Рассматривая практическое значение месторождений, авторы считают наиболее интересным Орловский рудник. Что касается остальных, относительно запасов руды для некоторых месторождений Златоуста мы находим в материалах Центральной комиссии по запасам следующие данные [1] (в тыс. т):

[1] Минеральные ресурсы СССР. Вып. 3. Железные руды. 67, 1937.

Рудники	Категория	Руда	Металл
Орловский	B	180	80
Тагапайский . . .	C_1	160	60
Тесьминский . . .	C_1	110	30
Филинский	C_1	160	90
Подпятный	C_1	100	50

В заключение этой краткой характеристики рудников окрестностей г. Златоуста следует указать, что два из них очень небольшие по размерам, Подпятный и Уральский, расположены вне толщи пород карбонатной свиты. Первый находится на восточном склоне хребта Уреньга, а второй на склоне Уральского хребта. Возможно, что это положение рудников связано с наличием карбонатных прослоев. Для толщи сланцев уреньгинской зоны признаки таковых имеются, что касается Уральского рудника, то и для него Л. М. Миропольский и В. А. Полянин указывают присутствие вторичных кварцитов (кварцевые песчаники).

В свете изложенных данных интересен вопрос о рудоносности уральского протерозоя. На непосредственном продолжении наших толщ в долине р. Ай известен ряд железных рудников, среди которых месторождение у озера Семибратского, по данным А. Н. Заварицкого (1918) и Е. Миткевич-Волчасского (1918), представлено бурыми железняками, характерными для железных шляп. В бурых железняках и турьитах этого месторождения были обнаружены признаки золота и серебра. Кроме того, они содержат CuO 0.03% и S 0.2%. В связи с этим получает интересное освещение указание И. В. Мушкетова (1877) о старинной добыче серебра у подножья хребта М. Тагапай.[1]

Таким образом, для района Златоуста можно с известной долей вероятности говорить о существовании рудной зоны, протягивающейся на юг вдоль долины р. Ай к дер. Веселовка. Для выяснения характера первичного оруденения было бы интересно провести буровые работы на одном из крупных объектов, например на Орловском руднике.

Если принять во внимание наличие среди протерозоя Южного Урала многочисленных мелких месторождений железняков и такого крупного рудного объекта как Юлукское месторождение (Т. Баймакский район), то создается отчетливое представление о значительном распространении оруденения в протерозое Южного Урала. Поэтому нельзя исключать возможности того, что дальнейшее развитие исследований в слабо изученном протерозойском комплексе может привести не только к выяснению закономерностей в распределении оруденения, но и к новым открытиям.

Вместе с тем на очередь выдвигается изучение металлогении протерозоя и толщ немого древнего палеозоя западного склона Урала. При настоящем положении этого совсем неизученного и крайне интересного вопроса можно предполагать, что колчеданные концентрации (Куваши и др.), месторождения свинцового блеска (Ашинское и др.), золото (Авзяно-Петровский район), барит (Медведевка) являются членами одного ряда рудных верхнепалеозойских процессов. Это изучение металлогении западных уральских комплексов будет иметь успех, если оно будет сопряжено с исследованием процессов метаморфизма окружающих толщ.

Мусковит

Указания на добычу мусковита в районе горы Сорочьей мы находим у Германа. Повидимому, эти сведения относятся к выходам пегматитов и кварцево-полевошпатовых жил, в которых листочки слюды достигают иногда значительных размеров до 10—15 см. Вероятно, в пегматитах Купфер

[1] Летом 1940 г. в разведочной партии Союзслюдкомбината мне был показан образец мрамора с вкрапленностью свинцового блеска.

наблюдал зеленоватый берилл и синеватый турмалин (Мушкетов, 1877). Наиболее благоприятной зоной в отношении развития таких жил, в том числе и кварцево-мусковитовых, является полоса пород карбонатной свиты, уходящая на юг от восточного подножья горы Сорочьей. Здесь в 1936—1937 гг. А. С. Амеландовым и Е. Ф. Лапкиным (1937) велись исследования и разведки. Этими работами в указанной выше зоне было обнаружено около 30 даек мусковитовых пегматитов, общая характеристика которых приведена на стр. 81. По заключению Е. Ф. Лапкина месторождение достаточно благонадежно для организации пробной эксплоатации.

Жильный кварц

Наиболее крупные кварцевые жилы залегают вблизи Веселовского тракта, на правом берегу р. Ай, в 1 км севернее р. Извездной, где они разрабатывались для нужд завода. Судя по размерам выработки длина жил доходила до 50 м при мощности 2—4 м.

3. Третья группа

Области развития гранитов бедны указаниями на полезные ископаемые. В этом отношении для массива Губенских гор у нас нет никаких данных. Благодаря поисково-разведочным работам последних лет некоторыми сведениями мы располагаем для Сыростанского массива.

Флюорит

Нижеследующая краткая характеристика месторождения флюорита составлена по материалам З. И. Кравцовой (1934).

Месторождение флюорита находится в 18 км от ст. Сыростан на восточном склоне горы, расположенной в 2.5 км к западу от горы Валежной. Вмещающими породами являются граниты, рассеченные дайками пегматитов, аплитов и жильных гранитов.

Месторождение представлено несколькими жилами, имеющими простирание СЗ 290—320°. По составу жилы разделяются на две группы: а) кварцевые и б) кварцево-полевошпатовые. В состав первых входит серый кварц с вкрапленностью флюорита в количестве 1—2% и редко до 15%.

В состав кварцево-полевошпатовых жил входят кварц серого или белого цвета слоистого сложения, ортоклаз и флюорит. Замечено, что в некоторых жилах количество флюорита увеличивается с повышением содержания полевого шпата. Флюорит нередко также встречается в рассланцованных гранитах на контакте с кварцевыми жилами. Цвет флюорита темнофиолетовый, реже белый, розовый и зеленоватый. Кроме ортоклаза и флюорита в составе жил спорадически встречаются биотит, мусковит, горный хрусталь и молибденит, последний в незначительном количестве.

Золото

Сведения о золотоносности Сыростанского массива мы находим в отчетах и очерке И. С. Рожкова (1936). Для всего массива, в том числе и Тургоякской его части, следует отметить почти полное отсутствие среди гранитного поля россыпей, что может отчасти служить указанием и на отсутствие крупных коренных месторождений. Лишь в 1934 г. у юго-западного подножья горы Пугачевой была найдена и выработана небольшая россыпь «Кресты». В ее вершине обнаружены кварцевые жилы, густо минерализованные пиритом. Золотоносность слабая. Значительные кварцевые жилы среди гранитов не являются редкостью, но большей частью они оказываются

или пустыми, или слабо золотоносными. Одна из жил, Заозерная, находится в 3 км к юго-западу от оз. Тургояк и залегает среди биотитовых гранитов. Она имеет почти широтное простирание и крутое южное падение. Молочно-белый жильный кварц минерализован пиритом, к которому иногда присоединяется галенит. Аналогичные по содержанию золота жилы отмечены в районе ст. Сыростан. Одна из них — в 400 м к северу от Сыростанской ж.-д. петли, а другая на просеке в 400 м к северу от б. церкви.

И. С. Рожковым (1936) было взято большое количество проб из даек гранитоидов, содержащих вкрапленность пирита. Золото было обнаружено почти во всех пробах, но в незначительном количестве.

Из приведенных данных следует, что при дальнейших исследованиях не исключена возможность находки и промышленных объектов, но в целом, если сравнивать золотоносность Сыростанского массива с той, которая известна для массивов аналогичного возраста в зеленокаменной полосе, ее следует считать ослабленной.

Горные породы толщи протерозоя широко используются для строительства нового города и железных дорог во многочисленных ломках около Златоуста. Большие карьеры добычи гранитов имеются около разъезда Хребет и вдоль линии железной дороги между разъездом Хребет и ст. Сыростан. В последнем случае разрабатываются, главным образом, плотные разности жильных гранитоидов. Наконец, следует отметить существование ныне оставленных разработок доломитовых мраморов, в которых они добывались для нужд завода. Разработки находятся в 12 км к югу от г. Златоуста по Веселовскому тракту на правом берегу р. Извездной. При необходимости вести добычу доломитов последние могут быть найдены и на более близком расстоянии к городу и железной дороге. В частности, очень выгодно расположены доломиты в выходах у самой железной дороги в 3 км к востоку от ст. Уржумка.

Таким образом, из перспективных вопросов, связанных с полезными ископаемыми района, наиболее интересным является установление масштаба и состава первичного характера оруденения для Златоустовской рудной зоны.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Подведем итоги главным моментам геологической истории изученного района. В его развитии следует выделить два крупных этапа — докембрийский и палеозойский. Докембрийский этап был очень сложным, но восстановить его историю полностью не представляется возможным. Кристаллические сланцы нашего района образовались путем метаморфизма нормальных осадочных толщ. Наиболее древняя карбонатная свита представлена многократно переслаивающимися слоями глинистого и карбонатного материала. Глинистые осадки были в различной степени загрязнены окислами железа и превращены в двуслюдяные сланцы с силлиманитом, ставролитом и гранатом. Наиболее чистые глинистые осадки изменены в силлиманит-мусковитовые сланцы. Небольшие концентрации графита в нижних и верхних горизонтах свиты можно объяснить накоплением органогенного материала.

Над указанной свитой сланцев и мраморов несогласно залегают сланцы и кварциты уральской свиты. Явления глубоких метаморфических процессов не могли уничтожить признаков несогласного залегания обеих свит. Несогласие хорошо подчеркивается различной степенью сжатия соответствующих им толщ сланцев (фиг. 1, 37). Породы осадочного субстрата уральской свиты принадлежали к мелководным образованиям. Это были песчано-глинистые осадки, в которых количество кварцевого кластического материала заметно увеличивалось при движении от низких горизонтов к верх-

ним, что приводило к накоплению мощных прослоев песчаников, позднее превращенных в кварциты.

Осадки в отношении распределения в них содержания щелочей, глинозема и окислов железа были неоднородными. Это хорошо видно из того, что одни горизонты сланцев обогащены альмандином, другие ставролитом, в третьих содержится силлиманит. Встречаются почти чисто слюдяные и слюдяно-кварцитовые сланцы, лишенные этих алюмосиликатов. Глинистые осадки обеих свит дали начало ставролитовым и ставролит-гранатовым слюдяным сланцам.

Выше залегает шайгатанская свита сланцев и кварцитов. Ее осадочный субстрат был представлен, отчасти, карбонатным материалом и глинистыми песчаниками, превращенными в мраморы и слюдяно-кварцитовые сланцы. Главную роль в составе осадков свиты играли песчаники, за счет которых за пределами нашего района возникли мощные прослои кварцитов.

Западную половину района слагает толща сланцев, образовавшихся из мелководных песчано-глинистых осадков. Последние были представлены глинистыми песчаниками, содержащими многочисленные, более или менее мощные, нередко выклинивающиеся по простиранию прослои кремнистых песчаников. Эти осадки были превращены в толщу слюдяно-кварцитовых сланцев с подчиненными прослоями кварцитовых сланцев и кварцитов. В верхних горизонтах свиты значительную роль играли глинистые породы, за счет которых возникли ставролит-гранатовые слюдяные сланцы. Следует отметить, что в слюдяно-кварцитовых сланцах, вероятно, имелись небольшие прослои с примесью карбонатного материала.

Таким образом, развитые в нашем районе протерозойские породы свидетельствуют о том, что в то время на Урале, в обстановке морских мелководных бассейнов, происходило накопление огромной мощности толщ осадочного материала. Несколько более глубоководный характер имел осадочный субстрат карбонатной свиты. Находки в породах уреньгинской свиты галек кварцитов говорят о том, что размыву подвергались области с развитием еще более древних метаморфизованных пород. Отложение осадков временами прерывалось складчатостью. В образовавшихся комплексах сланцев сланцеватость и слоистость совпадают. При этом в восточном комплексе направление погружения осей складок и штрекупг имеют северо-восточное, а в западном комплексе — юго-западное направление. Трудно ответить на вопрос, когда возникли подобные соотношения комплексов, но более вероятно, что это имело место в верхнем палеозое. Последующие моменты протерозойской истории характеризуются интенсивным тектогенезом и региональным метаморфизмом.

В состав протерозойских сланцев, образовавшихся путем метаморфизма песчано-глинистых осадков, входили силлиманит, ставролит, кианит, альмандин, биотит, мусковит, кварц, циркон, рутил, магнетит и хлорит. Из этих минералов в породах восточного комплекса присутствует силлиманит, чего нет на западе. Отметим также, что, вопреки мнению А. Харкера (1937) об образовании ставролита из осадков строго определенного состава, в нашем случае ставролит развит в разнообразных породах, начиная от продуктов метаморфизма глинистых осадков (ставролит-гранатовые слюдяные сланцы), кончая измененными глинистыми песчаниками (слюдяно-кварцитовые сланцы и слюдяные кварциты). Формирование всех сланцев происходило при наличии бокового давления.

Сравнивая текстурные минералогические и структурные признаки западного и восточного комплексов сланцев, мы должны отметить следующее. В текстурном отношении породы восточного комплекса отличаются большей массивностью, крупнозернистостью и меньшей сохранностью первичной слоистости. Сланцы западного комплекса всегда отчетливо сланцеваты, слоисты и, в общем, более мелкозернисты и менее дислоцированы.

В них в очень редких случаях наблюдались реликты обломочного сложения. Среди мраморов карбонатной свиты развиты как кальцитовые, так и доломитовые разности. Последние преобладают. Вопрос о роли процессов вторичной доломитизации еще не ясен и требует дальнейших исследований. Отвлекаясь от тех структурных изменений, которые связаны с верхнепалеозойским периодом, мы находим, что для протерозойских сланцев были характерны порфиробластические и лепидобластические структуры.

Региональная выдержанность зоны уральских кристаллических сланцев и их петрографическая однородность свидетельствуют об образовании их путем погружения осадочного субстрата в более глубокие части земной коры.

Более интенсивный, сравнительно с общеуральским, метаморфизм наших сланцев, когда в их составе появляется силлиманит, может быть объяснен или более глубоким погружением этой части Урала, или дополнительным воздействием магматических масс. О существовании в протерозое интрузивной деятельности свидетельствуют находки дислоцированных древних габброидных даек. Состав последних отвечает также минеральным ассоциациям мезозоны. Неодинаковая степень метаморфизма исходных пород обоих комплексов сланцев нашего района может быть объяснена различной температурной и тектонической обстановкой их регионального метаморфизма. Точных данных о стратиграфическом взаимоотношении пород обоих комплексов у нас нет, но напрашивается вывод о более высоком положении в разрезе пород западного комплекса. С этим хорошо увязывается несколько меньшая степень их дислоцированности и те минералогические отличия, о которых говорилось выше.

Тектоническая линия вдоль границы обоих комплексов сланцев проработана верхнепалеозойскими движениями, которые по всему Уралу наложили большой отпечаток на породы свиты М. Эта тектоническая граница, судя по некоторым данным, тянется далеко на юг и является, возможно, одной из крупных тектонических линий Южного Урала. Она, вероятно, была заложена еще в протерозое и этим объясняются различия, которые наблюдаются в соприкасающихся вдоль нее комплексах.

Установить точнее время образования этой дислокации на общем фоне протерозойской истории не представляется возможным. Мы не можем выделить структурные изменения в протерозойской зоне в течение палеозоя. Совершенно очевидно, что на все более молодые движения эта зона должна была реагировать иначе, чем смявшиеся в складки породы палеозоя. К этому времени толща сланцев представляла уплотненную неоднородную массу пород, в которых хорошо фиксировались разрывные дислокации. Такой характер нарушений мы, действительно, имеем в верхнем палеозое. Но помимо этого, наличие в кристаллических сланцах Урала интрузий нижнего палеозоя (Кузнецов, 1934) говорит о том, что в них имели движения этого возраста, о которых для нашего района мы ничего сказать не можем. То же справедливо и по отношению к среднему палеозою, если считать, что по крайней мере часть интрузий габбро и перидотитов свиты М Урала имеет этот возраст. Невозможность выяснения роли этих движений связана с тем, что на наших породах в сильной степени отразился верхнепалеозойский тектогенез.

В истории геологического развития района остался неясным момент образований габброидного субстрата, за счет которого возникли кварцево-полевошпатовые амфиболиты Назямских гор. Как мы видели, в нашем районе имеются протерозойские габброидные инъекции, превращенные в мезоамфиболиты с основным плагиоклазом и содержащие, обычно, примесь граната, а иногда остатки пироксена. Амфиболиты Назямских гор и инъекционной зоны отвечают породам эпизоны. Минералогический состав квар-

цево-полевошпатовых амфиболитов, условия залегания, габитус пород приводят к выводу об их образовании за счет габброидных интрузий. Возраст инъекций может быть как протерозойским, так и палеозойским; в том и другом случае особенности их состава и структуры могут быть объяснены.

Верхнепалеозойские движения в значительной мере осложнили структуры протерозоя. К этому времени относится развитие движений вдоль возникших тектонических линий, которые ограничивают зону кристаллических сланцев с запада и востока. Движения на восточной границе зоны имеют отчетливый надвиговый характер. Здесь на сланцы протерозоя оказываются надвинутыми палеозойские толщи зеленокаменного комплекса Урала.

Аналогичные явления имели место и вдоль западной границы протерозоя.

Сланцы протерозоя в нашем районе образуют большой антиклинорий, восточная половина которого сложена более глубоко метаморфизованными и, вероятно, более глубоко залегающими в разрезе сланцами восточного комплекса. Обе тектонические границы антиклинория падают круто на восток. Верхнепалеозойские движения, действовавшие в направлении с востока на запад, сопровождались поднятием всей зоны кристаллических сланцев и надвиганием ее на древний палеозой западного склона Урала.

Надвиговые явления имели место и внутри зоны протерозоя, когда сланцы восточного комплекса были надвинуты на породы уреньгинской свиты. Преобладание в сланцах уральской складки западных падений можно объяснить тем, что эта часть протерозойской зоны не только была несколько надвинута на запад, но и выжата вверх. С этим согласуются: 1) выходы более глубоких горизонтов сланцев восточного комплекса вдоль межкомплексной дислокации; 2) развитие в антиклинальной части уральской складки многочисленных участков смятия и разрывов и признаки присутствия на глубине интрузии гранитов, а также то, что 3) уральская складка ограничена двумя падающими навстречу разрывами, из которых восточный падает круто на запад.

Кроме межкомплексной дислокации внутри каждого комплекса имеются нарушения несколько меньшего значения. К ним относится только что упоминавшийся разрыв, являющийся восточной границей уральской складки и границей распространения пород уральской свиты. В западном комплексе сланцев аналогичное значение имеет разрыв, ограничивающий с востока инъекционную зону. Кроме этих больших нарушений герцинские движения вызвали образование зон смятий, участков раздробления, мелких разрывов и дополнительное смятие пород. Последнее сказывается в появлении в сланцах плойчатости и соответствующих микроструктурных явлениях.

Таким образом, вся масса пород протерозоя оказалась проработанной верхнепалеозойскими движениями, вызвавшими изменения их текстурных, микроструктурных и тектонических элементов. На этом фоне движений после их главной фазы, но также в обстановке стресса из магматической области восточного склона Урала, происходит вторжение гранитов. Восточная граница зоны протерозоя, по которой палеозойский зеленокаменный комплекс надвинут на протерозой, разрывается гранитами. Ряд изложенных фактов приводит к выводу, что ко времени вторжения гранитов существовала также и западная тектоническая граница. Следовательно, мы имеем основание думать, что уже до вторжения гранитов все главные тектонические структуры и элементы были сформированы. Интрузия гранитов сопровождалась дальнейшим уплотнением толщ сланцев и новыми нарушениями, однако отделить последние от тех, которые возникли до начала

интрузивной деятельности, не представляется возможным. Они имели место в инъекционной зоне и с ними, очевидно, связано в восточном комплексе межформационное скольжение сланцев уральской свиты по породам карбонатной свиты. Последний вывод основывается на том, что против выступа гранитов Сыростанского массива полоса кварцитов Уральского хребта разорвана и отброшена на 3 км к западу. Это скольжение, вероятно, сопровождалось рядом продольных разрывов, которые явились ослабленными направлениями для образования продольных долин, на дне которых вскрыты породы карбонатной свиты.

Вторжение гранитов в протерозойскую толщу происходило в различной тектонической обстановке, с чем и связаны различия в проявлении типов верхнепалеозойского метаморфизма. Наиболее сжатыми и дислоцированными участками в породах протерозоя оказались те, которые прилегали к крупным линиям нарушения с востока. Особенно сильному смятию и раздроблению с развитием инъекционного метаморфизма подверглись сланцы вдоль западной границы протерозоя. Неодинаковая гранитизация развитых здесь пород объясняется различной степенью смятия отдельных участков сланцев, а также, вероятно, неодинаковой глубиной залегания гранитов. Вторжение последних и инъекционный метаморфизм происходили при наличии стресса.

Геологическая обстановка вдоль надвиговой межкомплексной дислокации в центральной части района приводит к выводу, что здесь, к востоку от дислокации, на небольшой глубине также залегают граниты. Прилегающая к дислокации антиклинальная часть уральской складки содержит во многих участках многочисленные продольные разрывы и зоны смятия, отмеченные появлением пегматитов и интенсивной пневматолитической проработкой сланцев. С развитием этих процессов связано появление концентраций пирита, послуживших главным источником железа для образования гидрогематитовых руд старых рудников окрестностей Златоуста. Отдельные зоны смятых и сильно метаморфизованных протерозойских пород имеются также в пределах западного комплекса сланцев, где в них наиболее резко локализованы явления диафтореза.

Инъекционные и пневматолитические процессы происходили в обстановке стресса. Однако, судя по наблюдающейся безразличной ориентировке по отношению к слацеватости новообразовавшихся минеральных ассоциаций, распределение усилий стресса было неравномерным и в отдельных пунктах в ходе этих процессов их роль быстро падала.

Гранитная интрузия, расположенная вдоль восточной тектонической границы протерозоя, залегает в лежачем крыле этой дислокации. Граниты вторгались и остывали в условиях меньшего бокового давления и вызывали в прилежащих сланцах те же, но значительно менее интенсивные метаморфические явления, которые имеют место и в остальных частях протерозойской толщи. В то же время породы зеленокаменного комплекса вблизи тектонической линии сильно динамометаморфизованы и отчетливо изменены пневмато-гидротермальными отщеплениями гранитов. Кроме сыростанского массива мы имеем небольшую межформационную залежь гранитов к югу от ст. Уржумка.

Таким образом, распределение типов верхнепалеозойского метаморфизма и условий залеганий показывают их зависимость от тектонической обстановки. На востоке зоны протерозоя, где боковое давление в значительной мере поглощалось надвиговыми процессами, в прилежащей палеозойской толще интрузии гранитов имеют обширные размеры, а процессы метаморфизма меньшую интенсивность. Во внутренних частях зоны протерозоя, где роль стресса возрастает, в наиболее сжатых участках широко распространен пневматолитический метаморфизм и, наконец, вблизи западной границы протерозоя, где последний подвергся наибольшему смятию и

раздроблению и надвинут на древний палеозой, расположена область инъекционного метаморфизма.

Микроскопическое исследование горных пород нашего района дает указание на то, что среди них все, даже внешне неизменные разности, являются затронутыми дыханием гранита и верхнепалеозойским стрессом. В восточном комплексе сланцев эти процессы явно убывают при движении от его нижних стратиграфических горизонтов (карбонатная свита) к верхним (уральская свита), что может быть объяснено различной удаленностью пород от интрузии.

Заключительные моменты гранитной интрузии характеризуются появлением жильных пород, вторжение которых сопровождалось продольными, поперечными и диагональными разломами. Первыми появились представители лампрофировой ветви. Они в большом количестве (габбро-диабазы, отчасти кварцевые диорит-порфириты) наблюдаются в сланцах карбонатной свиты и, значительно реже, в породах уральской. В гранитах Сыростана присутствуют керсантиты. Новые разломы сопровождались появлением жильных гранитоидов, которые встречаются среди всех пород района. Позднее имеют место движения, локализованные у западной границы протерозоя, где граниты Губенских гор подверглись интенсивному катаклазу. Сказать что-либо об их возрасте, как и о возникновении более поздних мелких деталей геологических структур, не представляется возможным.

В заключение подведем итоги исследования процессов метаморфизма, развитых в различных частях нашего района.

В инъекционной зоне мы наблюдаем все этапы процесса гранитизации сланцев уреньгинской свиты. Распределение процессов гранитизации, типы и состав новообразовавшихся пород зависели от конкретной геологической обстановки и состава измененных кристаллических пород. Среди последних наибольшие изменения претерпели слюдяно-кварцитовые сланцы, в то время как в кварцитах происходит только перекристаллизация, сопровождаемая небольшим привносом. Более нарушенные участки сланцев, в которых условия притока магматического материала были благоприятны, подверглись наибольшей фельдшпатизации с образованием гнейсов, содержащих инъекции аплитов и, реже, пегматитов. В состав гнейсов входят микроклин, кислый плагиоклаз, биотит, ортит, циркон и др. Можно думать, что частично калиевый полевой шпат мог возникнуть за счет слюд, содержащихся в первоначальных сланцах, но его большая часть, а так же весь плагиоклаз, часть биотита, ортит, циркон и титанит — образовалась из привнесенного материала. Судя по продуктам разложения, первоначальный плагиоклаз инъекционного процесса был более основным, чем присутствующий теперь в породах альбит. Там, где проникновение гранитного материала было затруднено, фельдшпатизация имела значительно меньшие масштабы и дала породы, названные гнейсовыми сланцами. Одновременно, в тех участках сланцев, которые были более удалены от поверхности интрузии, образовались гнейсовые сланцы, содержащие альбит.

От гнейсовых сланцев мы переходим к таким породам, в которых влияние гранитов сказалось в перекристаллизации и появлении биотитизированных участков с редкими порфиробластами альбита и указанными выше акцессорными. Наконец, в кварцитах перекристаллизация также сопровождалась привносом альбита, биотита, циркона, апатита, титанита, турмалина, иногда пирита.

Из наблюдений следует, что наибольшую подвижность и ореол распространения имеют биотит и акцессорные, причем, как увидим ниже, эта ассоциация минералов типична для всех пневматолитических проявлений, наблюдаемых в остальной части района. В то же время она является тем комплексом минералов, который кристаллизуется в гранитах почти

одновременно в условиях магмато-пневматолитической фазы, т. е. из магматических растворов, обогащенных летучими. Важно отметить, что в связи с инъекционными процессами на границах амфиболитовых залежей и гранитизированных пород возникают обменные реакции. В гнейсах и гнейсовых сланцах появляется амфибол, много биотита и гранат. Амфиболиты у контактов подвергаются биотитизации, содержат гранат и много полосок кварцевого и кварц-полевошпатового состава.

Большая потеря летучих в кровлю привела к тому, что граниты Губенских гор являются обычными среднезернистыми разностями, не несущими признаков обогащения пневматолитическими агентами. Однако наблюдаемые в них реакционные явления на контакте с включениями амфиболитов говорят об их большой активности, которая имела место до начала их кристаллизации. Эти реакционные явления сопровождались образованием скарнового типа пород, биотитизацией, а в эндоконтактах — потерей кварца и возникновением сиенитовых пород, содержащих амфибол (Мясников, 1936).

К востоку от инъекционной зоны в пределах развития сланцев урельгинской свиты верхнепалеозойский метаморфизм сказался в развитии пневматолитических процессов.

Другого типа зону верхнепалеозойского метаморфизма мы имеем в восточной части района, в пределах уральской складки. Наиболее измененными породами здесь оказываются сланцы карбонатной свиты, залегающие в ядре интенсивно нарушенной антиклинальной части складки. Наблюдения приводят к выводу, что здесь на некоторой глубине находится интрузия гранитов, вторжение которой сопровождалось появлением многочисленных отпрысков пегматитов и пневматолитическим метаморфизмом пород кровли.

Все сланцы, входящие как в состав уральской, так и карбонатной свит, обладают общими признаками метаморфизма. Интенсивность последнего, в целом, для сланцев карбонатной свиты значительно бо́льшая, что следует увязывать с близостью интрузии, а в связи с этим и большей насыщенностью активными агентами. Кроме того, интенсивность пневматолиза контролировалась наличием нарушенных зон, в пределах которых изменения пород проявились особенно широко.

Мраморы, сравнительно со сланцами, более легко подвергаются метаморфизму. Кроме того, в силу их механических свойств, зоны смятия и разрыва часто приурочены к местам их залегания. Эти два обстоятельства обусловили, в общем, большую измененность карбонатных пород и картины избирательного метасоматоза.

Все породы карбонатной и уральской свит в той или иной степени метаморфизованы, но состав продуктов метаморфизма зависит от состава пород, подвергавшихся изменению. Пневматолитический метаморфизм в слюдяных и ставролит-гранатовых слюдяных сланцах обеих свит сопровождался явлениями диафтореза. К ним относятся замещения ставролита хлоритоидом, серицитом и хлоритом; силлиманита, кианита и граната — серицитом. Эти превращения сопровождались привносом материала, за счет которого образовались мусковит и биотит. В тесной ассоциации с последним развились рутил, ортит, циркон, турмалин и другие, т. е. те же акцессорные, которые мы отмечали для инъекционной зоны.

В мраморах мы также наблюдаем явления привноса, сказывающиеся в примеси темных и светлых слюд, кварца, титанита, апатита, турмалина и пирита и др.

Таков общий метаморфический фон, на котором в сланцах карбонатной свиты в нарушенных зонах локализовались более интенсивные превращения. К числу последних относятся мощные зоны биотитизации и фельдшпатизации, в пределах которых сланцы карбонатной свиты превращены в микроклиновые, плагиоклазовые, гнейсовые и вторичные биотитовые

сланцы. Мраморы, оказавшиеся в этих зонах, также частично изменяются в гнейсовые сланцы, содержащие остатки карбоната, тремолит и минералы группы эпидота. Пневматолитические реакции в толщах пород сопровождались перемещением материала сланцев, причем наибольшей подвижностью обладал кремнезем. Эти перемещения сопровождались «обменными реакциями», при которых на границах сланцев и мраморов в биотитизированных зонах иногда образуются оторочки, состоящие из диопсида, основного плагиоклаза, амфибола, биотита, кварца и минералов группы эпидота. Прослои мраморов оказываются превращенными в диопсид-микроклиновые и микроклин-актинолитовые породы. В местах, менее доступных для активных агентов, изменения ограничиваются появлением в мраморах диопсида и актинолита. На ряду с этим в пределах площадей старых рудников Златоуста мраморы часто подвергаются замещению биотитом, флогопитом, мусковитом и кварцем, вплоть до образования вторичных слюдяных сланцев. Среди них в отвалах рудников часто встречаются топкочешуйчатые кварцево-серицитовые сланцы. Интересно отметить, что с удалением от центров более интенсивного метаморфизма биотит сменяется флогопитом.

Метаморфические процессы в мраморах закончились гидротермальными явлениями с образованием вторичных кварцитов. Постоянное присутствие в отвалах старых рудников кварцево-серицитовых сланцев и вторичных кварцитов, пропитанных бурыми окислами железа и наличие в них вкрапленности пирита делает возможным допущение, что кроме рассеянной сульфидной минерализации в этих породах существовали и местные скопления колчеданов. В целом, вся масса сульфидного материала явилась главным источником, за счет которого путем выветривания образовались гидрогетитовые руды златоустовских рудников. Процессы оруденения концентрировались в пределах продольных зон смятий и разрывов, к которым приурочены месторождения.

Метасоматические процессы в мраморах сопровождались выносом карбонатного материала. Для отложения карбоната в вышележащих толщах благоприятной обстановки не было и только ничтожная часть CaO фиксировалась в сланцах уральской свиты в виде минералов группы эпидота.

Общий фон пневматолитических процессов дополняется многочисленными отпрысками пегматитов, выходы которых концентрировались в зонах, где наиболее широко проявились процессы перекристаллизации и метасоматоза.

Часть пегматитов отвечает нормальным разностям этих пород, другая — плагиоклазовым типам, в которых полевой шпат представлен альбитом. Из других минералов отметим наличие турмалина, находки берилла и иногда эпидота, образование которого следует поставить в связь с формированием жил в толще, содержащей карбонатный материал. С пегматитовыми залежами связаны месторождения мусковита. Появление концентраций последнего объясняется гидролизом калиевого полевого шпата, который происходил в обстановке среды, насыщенной летучими компонентами.

Рассасывание пегматитовых отпрысков в массе сланцев и заимствование из последних кремнезема приводит к появлению кварцевых жил с мусковитом, иногда содержащих небольшую примесь альбита.

В наиболее удаленных от интрузии породах, к которым относятся кварциты уральского хребта, верхнепалеозойский метаморфизм выразился в явлениях перекристаллизации, привносе турмалина и др. Гранитный процесс в восточной части района закончился появлением свиты даек габбродиабазов, кварцевых диорит-порфиритов и гранит-порфиров.

Совершенно аналогичные процессы пневматолитического метаморфизма мы наблюдаем и в пределах сланцев Уреньгинской свиты. В них имеют место те же проявления ретроградного метаморфизма и новообразование

тех же минералов, что и в сланцах карбонатной и уральской свит; однако процессы биотитизации здесь выражены слабее и не достигают тех масштабов, которые мы видели на востоке. В отдельных сильно нарушенных зонах первоначальные сланцы Урепьгинской свиты настолько изменены, что возникают породы, отвечающие условиям равновесия эпизоны (кварцево-хлоритоидные, хлорит-серицит-кварцитовые и другие сланцы).

Метаморфизм габброидной интрузии Назямских гор сопровождался привносом из окружающих сланцев кремнезема с превращением их в кварцево-полевошпатовые амфиболиты, содержащие биотит, а из акцессорных — ортит.

Обращаясь к восточной части района, где сланцы образуют значительные участки, заключенные среди гранитов Сыростанского массива, мы находим аналогичные явления метаморфизма. Развитые здесь слюдяно-кварцитовые сланцы подвергаются фельдшпатизации с новообразованием альбита и биотита. В мраморах образуются кварц, микроклин, пироксен, амфибол, биотит, эпидот, иногда и пирит. Из акцессорных в сланцах и измененных мраморах появляются ортит, апатит, турмалин и др. Таким образом, весь комплекс новообразований отвечает тому, что мы видели в более западных частях района. В целом здесь процессы пневматолитического метаморфизма выражены слабее, что находится в связи с меньшей напряженностью тектонических движений в этой зоне.

Главным агентом пневматолитических процессов являлась вода. Широкое развитие в продуктах метаморфизма вторичных слюд и появление полевых шпатов свидетельствует о щелочном характере метасоматических процессов, которые сопровождались образованием ортита, рутила, циркона, апатита, турмалина и др. Среди акцессорных особенно распространен турмалин. Принимая во внимание состав новообразовавшихся минеральных ассоциаций, можно утверждать, что пневматолитические процессы сопровождались привносом K_2O, Na_2O, OH, FeO, TiO_2, ZrO_2, B_2O_3, P_2O_5, H_2S и галоидов. Часть K_2O при реакциях могла быть заимствована из материала сланцев. Что касается SiO_2, то привнос небольшой части его несомненен, но главная его масса была заимствована из толщи сланцев и испытывала лишь перемещение.

Особенно благоприятной для миграции SiO_2 становится обстановка, когда в толще сланцев залегают резко отличные от них по составу породы — мраморы и производные габброидной магмы. В этом случае можно говорить об обменных реакциях между различными средами и процессы метаморфизма стремятся уравнять состав пород. Ярким примером таких обменных реакций являются контакты амфиболитов в инъекционной зоне, где ясно видна миграция SiO_2 в сторону амфиболитов и CaO, MgO и FeO в сторону сланцев.

Вероятно, резкое различие в составе соприкасавшихся сред, а также в их механических свойствах и способности к реакциям обусловили то, что нередко амфиболиты (Назямские горы) и мраморы карбонатной свиты оказываются значительно более измененными, чем окружающие их сланцы. Это позволяет говорить о существовании избирательного метаморфизма. Вышеприведенный состав привнесенного материала убедительно говорит о его гранитной природе.

Для всего района характерно окончание пневматолитических процессов гидротермальными явлениями. Они заключаются в окварцевании мраморов, отложении в прожилках карбоната и образовании кварцевых жил. В самих гнейсах и кристаллических сланцах имеют место процессы серицитизации, хлоритизации и обесцвечивания темных слюд. С точки зрения начальных этапов превращений это будут регрессивные тенденции — своеобразный автометаморфизм. В тех случаях, когда эти тенденции получают широкое развитие и изменяют коренным образом внешний облик пород, мы полу-

чаем возможность говорить о сланцах диафторитах. Последние приурочены к зонам смятия пород Уреньгинской свиты и возникают в определенной геологической обстановке.

Аналогичные автогидротермальные явления мы наблюдали также в самих интрузиях гранитов в конце процессов кристаллизации.

Распределение гидротермальных проявлений также не отличается равномерностью. Их масштаб зависел от степени нарушенности толщ сланцев и характера изменяемых пород. Явления окварцевания приурочены к прослоям мраморов карбонатной свиты, а процессы хлоритизации и эпидотизации к рассланцованным участкам амфиболитов. Местами хлоритизация и серицитизация более интенсивно проявляются в сланцах Уреньгинской свиты.

При гидротермальных процессах, являющихся логическим окончанием более высокотемпературных этапов метаморфизма, растворы отлагали материал, отчасти заимствованный при циркуляции их среди пород и давали в мраморах прожилки карбоната, а в сланцах жилы кварца.

Разнообразие метаморфических пород нашего района определяется наложением верхнепалеозойских превращений на минеральные ассоциации сланцев протерозоя, отвечавшие фациям средней зоны. Распределение типов, масштабов и интенсивности верхнепалеозойского метаморфизма определялось тектонической обстановкой. Верхнепалеозойский метаморфизм, связанный с интрузией гранитов, дал всю гамму процессов от инъекционных через пневматолитические к гидротермальным. Пневматолитический метаморфизм сопровождался:

1. явлениями регрессивного характера с появлением минералов, характерных для эпизоны, и возникновением сланцев диафторитов;
2. выносом большого количества гранитного материала во флюидном состоянии и
3. значительными перемещениями составных частей внутри толщ кристаллических сланцев.

Характер конечных продуктов превращений зависел от состава изменяемых пород, температурной обстановки и количества привнесенного материала.

Приведенный взгляд на сульфидный характер первичного оруденения златоустовских рудников, старые указания о добыче серебра у подножья хребта М. Таганай и наличие железной шляпы значительно южнее нашего района у оз. Семибратского вносят новые представления о рудоносности кристаллических сланцев этой части Урала. Если принять во внимание наличие в них многочисленных мелких месторождений бурых железняков и такого рудного объекта как Юлук (Т. Баймакский район), то создается представление о значительном распространении оруденения в протерозое Урала.

Дальнейшие исследования в плохо изученном комплексе свиты М могут привести не только к выяснению закономерностей в распределении оруденения, но и к новым открытиям. Кроме того, в порядке очередности при дальнейшем развитии на Урале поисковых работ на редкие металлы следовало бы просмотреть те выходы пегматитов и жильных грубозернистых гранитов с турмалином, которые довольно часто встречаются в Златоустовском районе.

АКАДЕМИЯ НАУК СОЮЗА ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

Е. С. ДОБРОХОТОВА

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЗЕЛЕНОКАМЕННОЙ ПОЛОСЫ

(Сыростан — Миасс)

I. ОРОГИДРОГРАФИЯ

Исследованный нами район расположен между станциями Сыростан и Миасс и между широтой оз. Тургояк и 55 параллелью. Располагаясь между Ильменским и Уральским хребтами, район имеет расчлененный холмистый рельеф. При этом наблюдается тесная связь между устройством поверхности района, слагающими его горными породами и их тектоникой. Многие возвышенности и холмы, долины ручьев и рек, болота и некоторые озера (например оз. Кысыкуль) вытянуты в северо-восточном направлении, отвечающем простиранию горных пород. Тектонические линии между отдельными складками также имеют отражение в рельефе и приурочены к пониженным, задернованным или заболоченным пространствам. Вследствие зависимости денудационных явлений от петрографического состава пород, формы рельефа оказываются связанными с теми или иными комплексами горных пород. Площади, занятые змеевиками, характеризуются сильно расчлененным рельефом с острокопечными холмами и крутыми склонами. Габбро и диориты так же слагают значительные возвышенности. Эффузивные породы обладают более спокойным рельефом, характеризующимся пологими невысокими холмами и заболоченными, отрицательными формами рельефа. Исключение составляет гора Моховая (410.8 м), возвышающаяся среди мелкосопочного рельефа и сложенная эффузивными породами среднего девона.

Западной границей района является линия контакта зеленокаменных пород с гранитами и кристаллическими сланцами докембрийского возраста. При движении с запада на восток высокие сопки, свойственные рельефу гранитов, постепенно снижаются, уступая место задернованной долине, развившейся по линии тектонического контакта докембрийских пород с зеленокаменной полосой. В тех местах, где на контакте развиты кремнистые сланцы, известняки и другие осадочные породы нижнекаменноугольного возраста, ширина этой долины увеличивается; там же, где змеевики вплотную подходят к границе с кристаллическими сланцами, как у горы Малинной, пологий склон гранитных увалов после узкого лога переходит сразу в крутые склоны змеевиковых сопок. Эта линия западного тектонического контакта зеленокаменной полосы служит ложем многочисленных мелких притоков р. Сыростан и небольшой р. Пугачевки, впадающей в озеро Тургояк.

Восточнее находится область развития змеевиков. В рельефе преобладают высокие, покрытые лесом сопки как гора Малинная, гора Сухой лог и другие с крутыми склонами, разделенные узкими логами с седловинами. Лога образовались за счет денудации рассланцованных участков змеевиков. Средние абсолютные отметки змеевиковых сопок 500—584 м. Развитые среди змеевиков диориты Кысыкульского и Сыростанского мас-

сивов в рельефе почти не выделяются. Склоны их сопок несколько более сглажены и изобилуют крупными развалами глыб этих пород.

Северпее змеевики в значительной степени уступают место эффузивным породам, залегающим среди них в виде двух полос, вытянутых в северо-восточном направлении. Восточная полоса, протягивающаяся по западному краю долины р. Атлян, представляет ряд крутых возвышенностей, сложенных габбро. Сюда относится гора Изъезная, с отметкой 570.5 м. Северо-западные склоны этих возвышенностей, сложенные змеевиками, очень круты, юго-восточные менее крутые переходят у подножия в ряд пологих увалов, сложенных порфиритами и их туфами.

Западная полоса, представляющая чередование диабазов с интрудировавшими их габбро, имеет резкий рельеф, переходящий от полого всхолмленной долины, покрытой смешанным мелколесьем, к многочисленным мокрым еланям с болотами, среди которых еще сохранились незаболоченные пространства небольших озерков. Глубина последних обычно не превышает нескольких метров. Таковы два безымянных озерка к северо-западу от оз. Кысыкуль и оз. Пустое южнее железной дороги. Выходы габбро и диабазов в более повышенных участках рельефа в этой полосе находятся обычно в тесном чередовании. Породы сменяют одна другую на расстоянии 1—5 м. Пологие, сглаженные выветриванием, более массивные выходы габбро чередуются с тонкорассланцованными гребешками поставленных на голову диабазов.

Восточнее описанной полосы змеевиков и включенных среди них полос пород кровли лежит широкая болотистая долина р. Атлян. Долина реки с ее притоками развита на месте широкой полосы, занятой осадочными породами каменноугольного возраста, представленными, главным образом, известняками. Обнажающиеся из-под известняков более древние эффузивные породы, поднимаясь над уровнем еланн, образуют среди нее холмистые острова, покрытые сосновым лесом.

За долиной р. Атлян к востоку начинается полого всхолмленный рельеф. Подчиняясь залеганию различных эффузивных и осадочных пород, холмы имеют форму, вытянутую в северо-восточном направлении, переходящую в гряды и невысокие хребты, чередующиеся с вытянутыми полосами еланей, развитых на месте известняков и некоторых туфогенных, сильно метаморфизованных пород. Среди этого участка выделяется гора Листвяная (422.3 м), сложенная габбро, и гора Березовая (416.5 м), образованная полосою кремнистых сланцев верхнего девона.

В этом участке между долиной р. Атлян и горой Березовой располагаются многочисленные старые выработки на россыпное золото, Васильевский золотой рудник и Мелентьевское месторождение полиметаллических руд.

За горой Березовой, после узкой полосы болот, вытянутых в северо-восточном направлении и скрывающих тектоническую линию, мы входим снова в мелкосопочную местность, сложенную сильно смятыми змеевиками с многочисленными включениями различных пород. Этот рельеф тянется до русла р. Миасс, имея незначительные возвышенности с отметками от 400 до 422 м, в число которых входит и гора Моховая.

Заболоченная долина р. Миасс скрывает надвиговую линию между зеленокаменной полосой и Центральным комплексом каменноугольных пород. Последний, слагая западные подножия Ильменских и Чашковских гор, характеризуется ровным рельефом невысокого плато.

Главной артерией речной системы является р. Миасс с левыми притоками — рр. Черной, Березовкой, Атляном и Кысыкульским истоком. Река Миасс течет в восточной части района в пологих и широких аллювиальных берегах. Почти на всем исследованном нами участке русло ее заболочено и коренной берег, далеко отстоящий от реки, задернован. Местами удается

видеть наличие двух террас, из которых лучше выражена более низкая аллювиальная терраса накопления. Первая структурная терраса, сложенная коренными породами, наблюдалась нами в отдельных местах.

Из всех притоков р. Миасс наибольшее значение имеет р. Атляш, берущая начало за пределами нашего района и имеющая притоки Большой и Малый Сыростан и ряд мелких ручьев.

Долина р. Атляш в пределах района широка и заболочена. Она является одной из известных рек Миасского района благодаря богатству россыпным золотом. На ней расположены два золотых прииска — Верхне- и Нижне-Атлянский.

Золотоносность р. Миасс известна издавна. В пределах нашей площади р. Миасс золотоносна в южной половине, между Поликарповской мельницей и г. Миасс. Здесь издавна производилась и теперь производится добыча золота как в россыпях, так и в русле реки.

Извилистые и заболоченные берега, меандры, широкая долина и отсутствие современного размыва — все свидетельствует о дряхлости речной системы, которая, так же как и мягкие формы рельефа, по определению В. Пенка (Penk, 1924), связана с длительным, стационарным положением базиса эрозии.

Из озер в нашем районе наиболее крупными являются оз. Тургояк (318.9) и оз. Кысыкуль (331.5). Оба они отличаются глубоководностью и прозрачностью воды. Кроме них, имеется ряд мелких, как Кошкуль, Пустое и другие, располагающиеся обычно в заболоченных берегах среди пониженных участков местности.

II. ГЕОЛОГИЯ

Изученный нами район представляет часть зеленокаменной полосы, протягивающейся вдоль всего восточного склона Урала.

Уфимский горст обусловил появление ряда крупных надвигов на Среднем и Южном Урале. В нашем районе влияние Уфимского горста сказалось в том, что палеозойские метаморфические сланцы, с интрудировавшими их породами Ильменского комплекса надвинуты с востока на зеленокаменную полосу. Вследствие этого зеленокаменные породы оказались сильно смятыми, деформированными и частью скрытыми под надвигом. Вдоль восточного берега оз. Тургояк, где зеленокаменная полоса была наиболее сдавлена, ширина ее достигает наименьшей величины — 250 м.

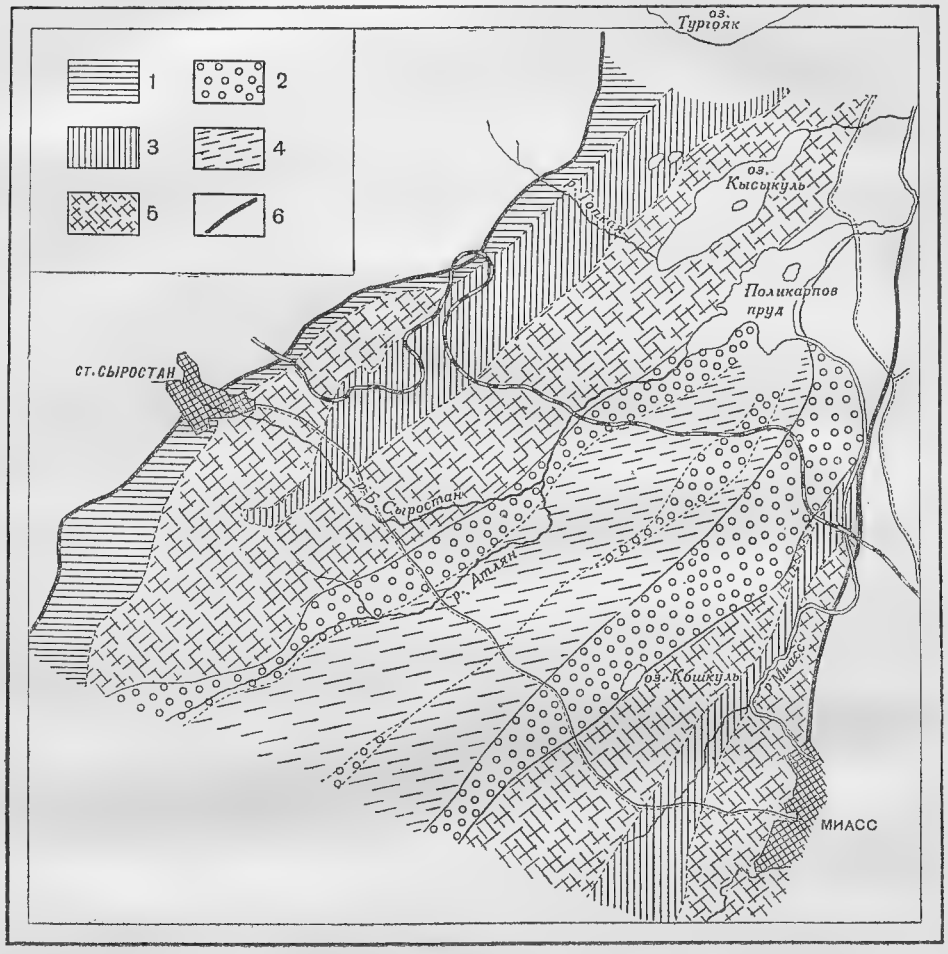
К северу и к югу от оз. Тургояк сдавливание складок ослаблено, и полоса резко расширяется. В нашем районе ее породы образуют ряд веерообразных, расширяющихся к югу складок, сильно смятых и осложненных второстепенной мелкой складчатостью с крутым то западным, то восточным падением крыльев. У южной границы района ширина зеленокаменной полосы достигает 15 км.

Породы, принимающие участие в строении зеленокаменной полосы, принадлежат различным геологическим возрастам—от верхнего силура до нижнего карбона включительно. Они представлены разнообразными эффузивными, осадочными и интрузивными породами, сильно метаморфизованными и претерпевшими зеленокаменное изменение. Многие породы превращены в зеленые сланцы, сложенные исключительно вторичными минералами. Установить первоначальный облик этих пород в некоторых случаях невозможно.

Наблюдается чрезвычайная пестрота в распределении пород. При общем полосчатом характере развития комплексов и протяженности их в северо-восточном направлении всюду наблюдается быстрое выклинивание отдельных полос, чешуйчатость и линзообразный характер залегания.

Это объясняется сильной дислоцированностью, смятием и разорванностью складок, вследствие чего контактируют породы, резко различные по времени образования. Из разреза нередко выпадают целые толщи.

Восстановить всю последовательность стратиграфического разреза удалось лишь с большим трудом, в результате тщательной обработки всех



Фиг. 1. Тектоническая схема зеленокаменной полосы долины р. Миасс.

1 — зона смятия Уральского контакта, *2* — второстепенные синклинальные складки Васильевской складки, *3* — синклинальные прогибы антиклинальных складок, *4* — второстепенные антиклинальные складки Васильевской складки, *5* — антиклинальные складки, *6* — линии надвигов.

имевшихся в наличии фактов, а также путем сопоставления с соседними районами как по литературным данным, так и по личным наблюдениям.

Прежде чем переходить к последовательному изложению стратиграфии, остановимся кратко на общей структуре района.

Зеленокаменная полоса в нашем районе состоит из трех крупных складок, осложненных серией мелких, расходящихся веерообразно от южного берега оз. Тургояк и испытывающих постепенное поднятие осей при движении с севера на юг (фиг. 1). Это выражается, прежде всего, в том, что все синклинальные части складок расширяются в своих северных частях,

тогда как антиклинальные широкими частями все обращены к югу. Первая крупная складка, называемая нами предуральской антиклинальной складкой, занимает пространство шириной около 4 км к востоку от полосы кристаллических сланцев Центрального Урала (свиты М). Восточной ее границей является западный берег р. Атлян. Породами, слагающими предуральскую складку, являются змеевики, среди которых во второстепенных синклинальных прогибах зажаты участки пород палеозойской кровли. Такой прогиб, заполненный верхнесилурийскими диабазами, в нашем районе протягивается полосой около 1.5 км шириной от южного берега оз. Тургояк, через железнодорожную петлю и оз. Пустое. Южнее, за Златоустовским трактом, эта полоса диабазов выклинивается, будучи срезанной земной поверхностью.

Породами палеозойской кровли сложено также восточное крыло предуральской складки, сохранившееся вдоль западного берега Поликарпова пруда и долины р. Атлян до Златоустовского тракта. Порфириты и туфы нижнего девона слагают здесь полосу шириной до 800 м.

К породам кровли среди змеевиков предуральской складки приурочено большое количество интрузивных тел габбро, образующих многочисленные выходы среди эффузивных пород, а также слагающих крупные массивы как среди них, так и на контакте их со змеевиками.

В змеевиках расположены два диоритовых и кварцево-диоритовых массива: Сыростанский, в южной части района, и Кысыкульский, слагающий берега оз. Кысыкуль.

Между предуральской антиклинальной складкой и кристаллическими сланцами свиты М, вдоль тектонического контакта, названного В. С. Коптевым-Дворниковым (1933) уральским контактом, зажаты обрывки полосы нижнекаменноугольных осадочных пород. Это — сильно смятые и слоеные кремнистые и кремнисто-углистые сланцы с подчиненными им прослоями филлитов и известняков. Обрывки этой некогда, вероятно, широкой полосы сохранились на юге, около месторождения талька, на территории ст. Сыростан и севернее железнодорожной петли, откуда они тянутся непрерывно до южного берега оз. Тургояк. Вследствие вторжения гранитов эти породы, кроме сильного смятия, подверглись энергичному воздействию метаморфизующих агентов гранитной магмы.

Вторая крупная складка, синклинальная, носящая название складки района Васильевского рудника, включает долину р. Атлян с Поликарповским прудом и весь участок местности к востоку, включая гору Березовую и ее восточное подножие (фиг. 1). Восточная граница этой складки проходит от мукомольной мельницы у Поликарпова пруда, через 2001-й километр Южно-Уральской железной дороги. Загибаясь на юго-юго-запад, она проходит через оз. Кошкуль и уходит за пределы нашего района. Ширина складки около 5 км.

Эта синклинальная складка состоит из ряда сжатых синклинальных и антиклинальных складок второго порядка, не превышающих 2.5 км ширины. Антиклинальные складки сложены породами нижнего и среднего девона, а синклинальные — породами верхнего девона и карбона (фиг. 2).

Третьей крупной складкой района является так называемая центральная антиклинальная складка, представляющая северное окончание крупной антиклинальной структуры, развитой южнее нашего района. Эта складка, так же как и предуральская, сложена змеевиками, среди которых встречаются отдельные разрозненные обрывки пород нижнепалеозойской кровли, залегающие в мелких углублениях на змеевиковом ложе. Наиболее крупная полоса пород кровли в центральной антиклинали представлена породами среднего девона, слагающими гору Моховую на юге нашего района и протягивающимися от нее на север, через

Фиг. 2. Геологическая карта долины р. Атлян (масштаб 1 : 50 000).

1 — известняки визе, *2* — филлиты (C_1), *3* — кремнистые сланцы (C_1), *4* — граувакки (D_3), *5* — кремнистые сланцы (D_3), *6* — конгломераты (D_3), *7* — кремнистые туфиты (D_3), *8* — альбитофиры (D_3), *9* — туфы альбитофитов (D_3), *10* — диабазы верхней эффузивной свиты (D_1), *11* — туфы диабазов верхней эффузивной свиты (D_1), *12* — туфы пироксен-плагиоклазовых порфиритов (D_1), *13* — пироксен-плагиоклазовые порфириты (D_1), *14* — рогообманково-плагиоклазовые порфириты (D_1), *15* — туфы плагиоклазовых порфиритов ($S_2 — D_1$), 16 — диабазы нижней эффузивной свиты ($S_2 — D_1$), *17* — туфы диабазов нижней эффузивной свиты ($S_2 — D_1$), *18* — кремнистые туфиты нижней эффузивной свиты, ($S_2 — D_1$), *19* — диорит-порфириты, 20 — диориты, *21* — габбро, *22* — змеевики.

долину р. Черной к 2001-му километру железной дороги. Границы между складками тектонические.

Стратиграфические соотношения для пород нашего района устанавливаются на основании следующих данных: 1) центральная антиклинальная складка представляет продолжение аналогичной структуры, развитой в пределах башкирской части зеленокаменной полосы; геологическое строение и стратиграфия были для нее установлены В. С. Коптевым-Дворниковым (1933) на основании фаунистических данных; 2) петрографических признаков и ассоциаций пород, с помощью которых можно было с достаточной долей вероятности параллелизовать наши свиты с аналогичными им в соседних районах развития зеленокаменных пород той же полосы; 3) фаунистически охарактеризованных известняков визейского яруса нижнего карбона.

На основании вышесказанного удалось установить следующую стратиграфическую схему нашего района.

Самыми древними породами являются породы, относимые нами условно к возрасту S_2 — D_1. Они подразделяются на две эффузивные свиты: нижнюю и верхнюю. В низах нижней свиты лежат диабазы, перемежающиеся с туфами и с подчиненными прослоями кремнистых туфитов и известняков. Этот горизонт нижней свиты соответствует поляковской свите верхнего силура, развитой в районе, исследованном В. С. Коптевым-Дворниковым (1933). В верхней части горизонта диабазов нами были встречены кварцевые альбитофиры и туфы плагиоклазовых порфиритов.

Верхний горизонт нижней эффузивной свиты, лежащий на диабазах, сложен толщей пироксен-плагиоклазовых порфиритов и их туфов, близко стоящих по петрографическим признакам к порфиритам ирендыкской свиты Учалинского района (Коптев-Дворников, 1933). Верхи толщи пород S_2 — D_1, выделяемые нами в верхнюю эффузивную свиту, сложены диабазами и диабазовыми порфиритами с подчиненными прослоями их туфов.

Выше толщи пород S_2 — D_1 лежат породы среднего девона, представленные двумя толщами: нижней — толщей кварцевых альбитофиров и их туфов с подчиненными им прослоями кремнистых туфитов и яшм; и верхней — толщей кварцевых и пироксен-плагиоклазовых порфиритов с их туфами.

На породах среднего девона трансгрессивно налегает толща конгломератов верхнего девона, содержащих гальки всех нижележащих пород. На конгломератах залегают породы верхнего девона, представленные толщей кремнистых сланцев горы Березовой, на которые с востока налегает мощная толща граувакковых песчаников.

Нижний карбон сложен в нашем районе следующими породами: внизу лежит толща кремнистых, углисто-кремнистых и слюдяно-кремнистых сланцев, перекрываемая филлитами, на которые налегают известняки с фауной визейского яруса, венчающие разрез зеленокаменной полосы.

1. Верхний силур — нижний девон (S_2 — D_1)

Породы этого возраста подразделяются нами на две эффузивные свиты: нижнюю и верхнюю; нижняя свита делится на две толщи. Из них нижняя представлена диабазами и верхняя пироксен-плагиоклазовыми порфиритами и их туфами.

Среди диабазов нижней толщи незначительным распространением пользуются прослои кремнистых туфитов и известняков, а в ее верхних горизонтах, кроме того, встречаются кварцевые альбитофиры и туфы плагиоклазовых порфиритов. Верхняя толща нижней свиты, налегающей на диабазы и их туфы, состоит из пироксен-плагиоклазовых порфиритов и их туфов. Верхняя эффузивная свита слагается диабазами и диабазовыми порфиритами с подчиненным небольшим количеством их туфов.

Нижняя эффузивная свита

Породы нижней эффузивной свиты пользуются в районе большим распространением. В предуральской антиклинальной складке они образуют две широкие самостоятельные полосы. Одна полоса протягивается от южного берега оз. Тургояк к оз. Пустому, выклиниваясь среди змеевиков западного подножия горы Извезной. Она представляет остатки эффузивной толщи диабазов, интрудированной габбро. Длина этой полосы 9 км, ширина не превышает 1 км.

Вторая полоса протягивается вдоль западного берега Поликарпова пруда на восточный склон горы Извезной. Она состоит, главным образом, из пироксен-плагиоклазовых порфиритов и их туфов с подчиненными выходами диабазов. Длина этой полосы в пределах нашего района около 9 км, ширина 600—700 м. Обе они сохранились среди змеевиков во второстепенных мелких синклиналях. В южной части района, где поверхность змеевикового массива испытывает поднятие, полосы эффузивных пород срезаны земной поверхностью, и южнее Златоустовского тракта развит сплошной змеевиковый массив, занимающий все пространство между кристаллическими сланцами докембрия и долиной р. Атляш.

В пределах синклинальной складки Васильевского рудника породы нижней свиты выходят во второстепенных антиклинальных складках в районе долины р. Атляш. Здесь развита преимущественно верхняя толща нижней эффузивной свиты. Пироксен-плагиоклазовые порфириты с их туфами слагают участок, расположенный среди болот, к югу от железной дороги в пределах 1995—1998-го километров. Ширина площади развития древних пород на этом участке достигает 1.5 км. Южнее широтного болота у Васильевского рудника породы верхней толщи нижней свиты протягиваются в виде двух параллельных полос — третьей и четвертой. Третья полоса появляется на правом берегу р. Атляш южнее Златоустовского тракта и протягивается от болота на юго-запад за пределы района. Она сложена пироксен-плагиоклазовыми порфиритами и их туфами и имеет ширину 300—400 м. Четвертая полоса идет от болота Васильевского рудника на юго-юго-запад, постепенно расширяясь. У Васильевского болота ширина полосы всего 100 м, на юге же более 1 км. Здесь наибольшее развитие имеют туфы пироксен-плагиоклазовых порфиритов. Полоса сложена в мелкие складки, в осевых частях которых выступают пироксен-плагиоклазовые порфириты и все нижележащие породы нижнего горизонта вплоть до змеевиков.

Таким образом, в пределах предуральской и синклинальной складок, по мере движения с запада на восток, более низкие горизонты нижней свиты постепенно сменяются вышележащими. В самой западной полосе мы видим исключительное развитие диабазов, подстилаемых змеевиками. На восточном склоне горы Извезной диабазы выступают лишь местами из-под покрова вышележащих порфиритов. Еще далее к востоку в синклинальной складке Васильевского рудника преобладающее развитие получают породы верхней толщи нижней свиты.

В центральной антиклинали породы нижней толщи нижней эффузивной свиты встречаются в виде сильно дислоцированных обрывков, зажатых среди змеевиков. Это, главным образом, диабазы и их туфы. Кремнистые туфиты и известняки встречаются значительно реже. Породы верхней толщи нижней свиты в центральной антиклинали отсутствуют.

Основанием для возрастной характеристики нижней эффузивной свиты служат следующие соображения: центральная антиклинальная складка, содержащая обрывки пород, литологически совершенно тождественных с породами, развитыми в предуральской складке, представляет продолжение крупной антиклинальной структуры, протягивающейся сюда с юга,

из Учалинского района БашАССР. По исследованиям В. С. Коптева-Дворникова, породы центральной антиклинали Учалинского района залегают аналогично нашим. В обрывках известняков около с. Вознесенского, встречающихся совместно с кремнистыми туфитами и другими породами, отвечающими породам нашей нижней эффузивной свиты, со времен Ф. Н. Чернышева известна фауна, отнесенная Д. В. Наливкиным к Лудловскому ярусу верхнего силура (*Atrypa marginalis* D a l.). Позднее в этих известняках верхнесилурийская фауна была собрана А. И. Золкиной (1932).

Нижняя толща нижней эффузивной свиты

Наиболее распространенными породами нижней толщи нижней эффузивной свиты являются диабазы. Главное их развитие приурочено к антиклинальной предуральской складке, где зажатые в узких синклинальных прогибах на поверхности змеевикового массива обрывки их покровов протягиваются полосой от южного берега оз. Тургояк, образуя ряд выходов на восточном склоне этой горы и на западном берегу Поликарпова пруда. В центральной антиклинали выходы диабазов закартированы среди змеевиков к северо-востоку от оз. Кошкуль, к западу от горы Моховой и по дороге на Мелентьевский рудник, севернее переезда через р. Миасс, где расположено Восточно-Березовское медное месторождение, приуроченное к диабазам. Как уже указывалось, диабазы, кроме того, образуют ряд узких линз, зажатых среди змеевиков центральной антиклинали.

Все диабазы сильно метаморфизованы, изменены, часто рассланцованы. Среди диабазов нижней эффузивной свиты мандельштейны редки, они встречаются на горе Извезной и среди змеевиков центральной антиклинали. Степень смятия диабазов неравномерна. Массивные разности встречаются редко. Таковы некоторые выходы их среди змеевиков центральной антиклинали и на западном берегу Поликарпова пруда. Остальные диабазы нередко превращены в типичные зеленые сланцы. Наибольшей интенсивности смятие диабазов достигает в западной полосе, проходящей через оз. Пустое. Зажатые среди многочисленных даек габбро, диабазы сохранились в виде узких, поставленных на голову, гребешков. Там же, где дайки габбро отсутствуют, сильно рассланцованные диабазы, лишенные жесткого каркаса даек, легко подвергаются выветриванию и скрываются в отрицательных элементах рельефа.

Кроме рассланцованности и смятия, метаморфизм диабазов выражается еще в сильной, почти повсеместной хлоритизации, эпидотизации и местами в актинолитизации и гематитизации. Гематитизация и карбонатизация развиты в диабазах нижней свиты в незначительной степени.

При сравнении диабазов нижней свиты предуральской складки и центральной антиклинали констатировано полное сходство тех и других пород. Структура, минералогический состав и внешний вид их совершенно одинаковы. Некоторую разницу можно подметить лишь в процессах последующих их изменений. Так, диабазы центральной антиклинали отличаются несколько большей массивностью и преобладающим развитием процессов хлоритизации, тогда как диабазы предуральской складки сильнее смяты и рассланцованы вплоть до образования типичных зеленых сланцев. Они обладают той же степенью хлоритизации, но местами актинолитизированы. Следует отметить также общий характер метаморфизма диабазов на горе Извезной и в северной части центральной антиклинали. И здесь и там породы гематитизированы, карбонатизированы, содержат мандельштейновые разности. Как разновидность диабазов среди них изредка встречаются *диабазовые порфириты*, макроскопически отличающиеся от первых наличием небольшого количества вкрапленников пироксена. Совместно с диабазами залегают также и *туфы*. В предураль-

ской складке развитие их невелико. Они закартированы лишь к северу от Поликарпова пруда, около старого Тургоякского тракта и у восточного подножия горы Извезной. Местами можно видеть их туфы, залегающими под толщей пироксен-плагиоклазовых порфиритов и их туфов.

В центральной антиклинали, так же как и в Учалинском районе, туфы диабазов пользуются значительно большим распространением и встречаются среди змеевиков в таких же мелких изолированных выходах, как и диабазы.

В ассоциации с диабазами и их туфами встречаются отдельные выходы кремнистых туфитов и известняков. Очевидно, в период излияния диабазовых покровов были моменты затухания вулканической деятельности, и в некоторых участках создавались условия для осаждения кремнистого и известкового материала. Условия залегания кремнистых туфитов и известняков и сильная их дислоцированность не дают возможности судить о стратиграфическом положении известняков и о том, принадлежат ли они одному дислоцированному и разорванному горизонту или же являются линзами среди эффузивных пород. Сравнительно с известняками кремнистые туфиты пользуются значительно большим распространением, залегая в виде небольших линз в диабазах нижней эффузивной свиты. Наиболее крупные выходы кремнистых туфитов закартированы в следующих точках района: на западном склоне горы Извезной, среди туфов пироксен-плагиоклазовых порфиритов, вдоль правого края долины р. Атлян и среди змеевиков центральной антиклинали к северо-востоку от оз. Кошкуль.

Известняки распространены еще меньше, чем кремнистые туфиты. Выходы их встречаются в следующих точках местности: 1) к югу от 2002—2003-го километров железной дороги, между нею и притоком р. Миасса р. Березовкой; 2) на западном берегу болота рч. Черной, в 1.25 км к юго-востоку от оз. Кошкуль, и 3) на северном берегу Миасского пруда. Величина линз небольшая — 250—500 м в длину при 50—100 м в ширину. Вытянутость всегда в направлении простирания пород. Известняки плотные, крупнокристаллические, серые или белые, массивные, иногда смятые, с трещинками, выполненными вторичным кальцитом или кварцем, придающими породам местами брекчиевидный характер. Вследствие сильной перекристаллизации известняков фауна в них нигде не сохранилась.

В пределах предуральской складки выходов известняков, которые можно было бы отнести к этой свите, нами встречено не было. По литературным данным для ряда мест Южного Урала после излияния диабазов намечается изменение состава эффузий и появление более кислых лав. В Кызыло-Уртазымском районе Л. С. Либрович (1936) отмечает присутствие альбитофиров, подчиненных горизонту спилитов и порфиритов низов ирендыкской свиты. В районе с. Вознесенского БашАССР также есть указания на присутствие альбитофиров. По указаниям Н. И. Бородаевского, они встречены были в 2 км к юго-западу от с. Вознесенского, а также к северу от Тараканов ского месторождения между породами поляковской свиты и кремнистыми черными сланцами. Кроме альбитофиров, там есть и плагиоклазовые порфириты.

В нашем районе излияния лав более кислых, чем пироксен-плагиоклазовые порфириты, тоже имели место. С одной стороны, это были кварцевые альбитофиры, обнаруженные нами у юго-восточного подножия горы Извезной, с другой — плагиоклазовые порфириты с их туфами. Самих порфиритов видеть нам нигде не удалось; присутствие туфов отмечено неоднократно, причем локализация их вблизи выходов пород нижней толщи нижней свиты говорит за то, что они располагаются ниже покрывающих их пироксен-плагиоклазовых порфиритов и туфов верхней толщи.

Выходы кварцевых альбитофиров у юго-восточного подножия горы Извезной располагаются среди пироксен-плагиоклазовых порфиритов в таком же взаимоотношении с последними, как и зажатые среди них участки смятых и рассланцованных диабазов, выступающих из-под порфиритов в осях мелких антиклинальных складок. Альбитофиры, в общем, аналогичны описываемым ниже кварцевым альбитофирам среднего девона и отличаются от последних более сильной рассланцованностью и смятием, а также присутствием значительного количества хлорита.

Таким образом основные излияния нижней толщи закончились более кислыми андезитовыми и липаритовыми, которые в совокупности отвечают верхнесилурийскому вулканическому циклу.

Верхняя толща нижней эффузивной свиты

Непосредственно на диабазах и их туфах лежит толща пироксен-плагиоклазовых порфиритов и их туфов, отвечающая нижне-девонскому циклу. Эти породы обнажаются в пределах долины р. Атлян, слагая отдельные полосы в предуральской и среди синклинальных складок.

Пироксен-плагиоклазовые порфириты и их туфы, слагающие главную массу пород верхней толщи, образуют несколько параллельных полос, вытянутых в направлении общего простирания складок СВ — 30—35°.

Одна полоса порфиритов и их туфов протягивается по западному берегу Поликарпова пруда на восточный склон горы Извезной. Другая идет от Южно-Уральской железной дороги на юго-запад по правому берегу р. Атлян к Верхне-Атлянскому золотому прииску и частично скрыта под болотами долины р. Атлян. Наконец, третья, состоящая, главным образом, из туфов с выступающими из-под них обрывками осадочных пород нижней свиты, тянется вдоль восточного края долины р. Атлян. Эта полоса отделена от второй узкой, прерывающейся полосой визейских известняков. Иногда можно видеть, как порфириты сменяются туфами, уходя под последние с восточными углами падения около 70°. Такая последовательность, повторяющаяся неоднократно по мере движения с запада на восток вкрест простирания пород, может быть объяснена переслаиванием отложений порфиритов с их туфами, которое, очевидно, имело место во время эффузивных процессов.

Среди пироксен-плагиоклазовых порфиритов незначительным распространением пользуются роговообманково-плагиоклазовые порфириты. Отдельные их выходы и небольшие линзы встречены к югу от 1996—1999-го километра железной дороги.

Породы нижней толщи нижней свиты S_2 — D_1 прерваны многочисленными интрузиями габбро, диоритов и диорит-порфиритов, образующих в эффузивных породах как большие массивы, достигающие размеров 1—2 км в длину, так и множество мелких интрузивных тел и даек. В пироксен-плагиоклазовых порфиритах и их туфах имеются небольшие тела диорит-порфиритов, часть которых, возможно, является корнями эффузий. Что касается возраста верхней толщи, то эти породы, по всей вероятности, следует относить к ирендыкской свите (Коптев-Дворников, 1933; Либрович, 1936) нижнего девона.

Верхняя эффузивная свита

Как мы увидим ниже, конец нижнего девона, очевидно, ознаменовался тектоническими движениями и интрузивной деятельностью. Новый вулканический цикл начался в самом конце нижнего девона с излияния базальтовых лав. Распространение соответствующих диабазов приурочено к западному склону горы Березовой, где они образуют две

параллельные полосы в антиклинальных поднятиях второстепенных складок в синклинальной складке района Васильевского рудника. Более широкая восточная полоса тянется от Мелентьевского колчеданного месторождения в направлении ЮЗ 205° через Васильевский рудник; ширина ее от 250 м на севере постепенно к югу расширяется, достигая 1.25 км у южной границы района. Несколько восточнее диабазы той же полосы обнажаются из-под туфов альбитофиров вдоль гребня горы Березовой. Они здесь сильно смяты и метаморфизованы. Другая полоса, значительно более узкая, прослеживается в виде отдельных обрывков несколько западнее первой. Кроме того, диабазы можно видеть на небольшом полуострове, среди болот к северу от 1998-го километра Южно-Уральской железной дороги, где ширина выходов этих пород достигает 150 м. Южнее эта полоса прослеживается между широтным Васильевским болотом и Златоустовским трактом. К югу от тракта от полосы диабазов остаются отдельные обрывки, зажатые в виде линз среди других пород. Второстепенная антиклинальная складка испытывает здесь погружение к югу. Породы верхней эффузивной свиты и все вышележащие остаются в виде обрывков в мелких изоклинальных складках, уступая место широкому развитию пород верхнего горизонта нижней свиты S_2 — D_1. В центральной антиклинали породы верхней эффузивной свиты встречены у западного подножия горы Моховой, где небольшая их линза выступает из-под края полосы верхнедевонских пород.

Диабазы верхней свиты отличаются от нижележащих большей массивностью и менее интенсивным развитием процессов хлоритизации и актинолитизации. Часто в диабазах встречаются миндалины, выполненные хлоритом или эпидотом. Иногда встречаются примазки медной зелени.

Для диабазов верхней свиты характерно присутствие порфировых разностей. Диабазовые порфириты встречаются в обеих полосах развития диабазов отдельными участками. Переход от афировых к порфировым разностям диабазов постепенный.

Из явлений метаморфизма в этих диабазах сильно развиты процессы хлоритизации, эпидотизации, гематитизации и окварцевания. Наиболее сильно изменены диабазы вдоль всего западного склона горы Березовой, где проходит широкая полоса смятия, неоднократно служившая ослабленной зоной, по которой проникали гидротермальные растворы, связанные с верхнепалеозойским интрузивным комплексом.

Эти растворы способствовали интенсивному метаморфизму пород и послужили причиной оруденения, связанного с этой зоной. К последней приурочены три крупных золотых месторождения: Мелентьевское, Васильевское и Суковатовское (см. статью о полезных ископаемых И. С. Рожкова). Кроме того, по всей полосе смятия расположено много заброшенных старательских выработок, указывающих на присутствие россыпного золота. Диабазы зоны смятия отличаются от остальных диабазов верхней эффузивной свиты сильным смятием и рассланцованностью.

Широко распространены в диабазах зоны смятия процессы карбонатизации, окремнения и гематитизации.

Туфы диабазов верхней свиты развиты по обоим краям западной полосы диабазов, южнее болота и Васильевского рудника. Ширина полос туфов достигает 150—200 м. Южнее тракта туфы диабазов встречаются вместе с диабазами в виде отдельных выходов среди полосы туфов пироксен-плагиоклазовых порфиритов. От туфов древних диабазов туфы верхней эффузивной свиты отличаются большей массивностью и свежестью. Породы верхней эффузивной свиты, так же как и нижней, подверглись сильному смятию и имеют типичный зеленокаменный облик. Если сравнить метаморфизм диабазов верхней и нижней эффузивных свит, то оказывается, что как те, так и другие породы подвержены одинаковым вторичным про-

цессам. В древних диабазах процессы смятия, рассланцевания, актинолитизации и хлоритизации, с потерей первичных структур, выражены более интенсивно. В диабазах верхней свиты актинолитизация почти отсутствует, а реликты первичных структур сохранились везде, кроме зоны смятия на западном склоне горы Березовой. Что касается процессов эпидотизации, гематитизации, карбонатизации, окварцевания, развитых в отдельных участках, то они захватили и те и другие породы одинаково и независимо от их возраста. Повидимому, в создании современного облика пород нижней свиты, кроме процессов, связанных с герцинским диастрофизмом, участвовали и другие, связанные с более древним циклом орогенических движений каледонского времени, обусловившим более сильный метаморфизм этих пород по сравнению с верхней свитой.

Сильная дислоцированность пород и присутствие в них большого количества изоклинальных складок не позволяют делать никаких выводов относительно их мощности.

* * *

Заканчивая описание свиты пород силуро-девона, кратко коснемся истории их образования, которая для нашего района начинается в верхнем силуре подводными эффузиями базальтовой магмы. Излияния происходили по трещинам и расколам, образовавшимся в кровле вследствие прогибания геосинклинали. Эффузивная деятельность то усиливалась, то ослабевала. В некоторых участках морского дна временами создавались условия для накопления осадков. Отлагался кремнистый и известковый материал. С течением времени появились более кислые порции магмы, когда изливались липаритовые и андезитовые лавы. Следы их мы находим в выходах кварцевых альбитофиров и туфов плагиоклазовых порфиритов нижней свиты. В нижнем девоне вулканическая деятельность вновь усиливается; начинаются излияния андезитовых лав. Эффузии андезитов сопровождались выбросом большого количества пирокластического материала. Вероятно, в конце нижнего девона происходит складчатость, обусловившая разницу в степени дислоцированности нижней и верхней свит. Как будет видно из дальнейшего изложения, с этими движениями очевидно связаны ультраосновные и габбро-диоритовые интрузии. В конце нижнего девона происходят отрицательные движения, которые вызвали образование системы более глубоких расколов. Вдоль них вновь появились излияния базальтовой магмы и начался среднедевонский вулканический цикл.

В то время как в предуральской и синклинальной складках мы имеем почти полный разрез отложений пород $S_2 — D_1$, в центральной антиклинали среди змеевиков сохранились отдельные обрывки пород нижней свиты. О последующем развитии вулканической деятельности в этом участке нашего района мы не имеем данных. Южнее нашего района, где центральная антиклиналь представляет широкую и сложную геологическую структуру, в ней имеются вышележащие девонские толщи. Отсутствие последних в нашем районе объясняется тем, что центральная антиклиналь здесь приподнята и в ней сохранились от размыва лишь обрывки пород древней диабазовой толщи.

2. Интрузивные породы

Интрузии ультраосновных пород, габбро и диоритов проникли по ослабленным зонам, образовавшимся в кровле, по всей вероятности, во время и до движений в конце нижнего девона.

Первой поднялась ультраосновная магма, образовавшая лакколиты и крупные межпластовые залежи под кровлей пород верхнего силура и нижнего девона. Приподняв эти породы, она расположилась под ними на более древних слоях. Несколько позднее по тем же путям из глубины поднялись сначала габбро, затем диориты, образующие большое количество крупных и мелких интрузивных тел и даек среди змеевиков и эффузивных пород.

Ультраосновные породы, представлены, главным образом, змеевиками и занимают в нашем районе громадные площади. Они слагают антиклинальные зоны предуральской складки и центральной антиклинали, образуя два крупных змеевиковых массива с остатками среди них перидотитов и пироксенитов. В синклинальных участках этих массивов заключены многочисленные обрывки разнообразных пород кровли от верхнего силура до нижнего карбона включительно.

Один из этих массивов, предуральский, включающий в северной части синклинальные прогибы оз. Пустого и восточного склона горы Извезной, сложенные породами нижней эффузивной свиты S_2 — D_1, протягивается широкой полосой в направлении ЮЗ от ст. Тургояк, мимо южного берега оз. Тургояк, через оз. Кысыкуль, вдоль левого края долины р. Атлян, имея ширину в среднем около 3 км. Западной границей этого массива являются граниты и кристаллические сланцы свиты М, восточной границей — долина р. Атлян.

Другой массив, слагающий центральную антиклиналь, занимает пространство между восточным подножием горы Березовой и заболоченной долиной р. Миасс. Исчезая к северу от железной дороги, перекрытый надвинувшимся с востока ильменским комплексом пород, этот массив к югу постепенно расширяется, достигая 3 км на широте горы Моховой. Змеевики центральной антиклинали изучены нами в северной их оконечности. К югу от нашего района они образуют громадный массив, тянущийся в Учалинский район БашАССР.

В синклинальной складке района Васильевского рудника змеевики имеют очень незначительное распространение. Они образуют там несколько отдельных полос шириной до 500 м, выступая вдоль тектонических линий и в мелких разрывах складок. Наиболее значительные полосы змеевиков в синклинальной складке закартированы нами: 1) у Верхне-Атлянского месторождения золота, 2) в 1 км к юго-востоку от этого месторождения, 3) на Златоустовском почтовом тракте у самого края долины р. Атлян и 4) несколько восточнее по тракту к югу от горы Листвяной.

Змеевики и ультраосновные породы Миасского района явились предметом специального изучения Б. П. Кротова (1915). Среди змеевиков полосами проходят зоны особенно сильного смятия, где змеевики раздроблены, растерты и превращены в змеевиковые сланцы, описанные Б. П. Кротовым.

Кроме давления, при последующем изменении змеевиков большую роль сыграл гидротермальный метаморфизм, связанный с деятельностью постмагматических гранитных растворов герцинского возраста. В результате получили развитие процессы актинолитизации, отальковання, хлоритизации, карбонатизации и окремнения, и образовался ряд таких метаморфических пород, как актинолитовые, талько-карбонатовые, хлорит-карбонатовые породы, тальковые и хлоритовые сланцы, листвениты, отальковапные, карбонатизированные и окремнелые змеевики. Все эти породы развиты преимущественно вдоль западных границ змеевиковых массивов, т. е. вдоль линий тектонических нарушений, зон смятия и рассланцованности, куда проникали метаморфизующие растворы. Главная область развития перечисленных пород — линия герцинского надвигового контакта предуральской складки с докембрийскими кристаллическими слан-

цами. Севернее железной дороги, между нею и южным берегом оз. Тургояк, в змеевиках среди каменноугольных пород кровли были встречены актинолитовые, тальково-карбонатовые породы, тальковые и хлоритовые сланцы. Тальково-карбонатовые породы и связанные с ними хлорит-карбонатовые породы, карбонатизированные, оталькованные и окремнелые змеевики имеют большое развитие южнее железнодорожной Сыростанской петли вдоль всей линии контакта с комплексом докембрийских пород. Особенно широко все эти породы распространены на горе Малиной и к югу от нее, где среди них расположено Сыростанское месторождение талька, исследованное в 1928 г. Б. П. Уральским. Кроме того, вышеперечисленные породы встречаются среди змеевиков, у южного берега оз. Кошкуль, также по западной надвиговой границе змеевикового массива центральной антиклинали с синклинальной складкой горы Березовой. Оталькованные хризотиловые змеевики были обнаружены к юго-западу от горы Известной, вблизи контакта змеевика с каменноугольными породами долины р. Атлян.

Листвениты распространены незначительно. Они образуют ряд линз в змеевиках центральной антиклинали и встречались в обрывках змеевиков синклинальной складки у Златоустовского тракта, невдалеке от горы Лиственной.

Актинолитовые породы среди тальково-карбонатовых пород встречены в 0.5 км к югу от оз. Тургояк и в 1 км к северу от Сыростанской железнодорожной петли.

Наиболее распространенным продуктом гидротермального метаморфизма наших змеевиков являются тальково-карбонатовые породы, встречающиеся в виде крупных участков в змеевиках вдоль всей линии контакта последних с докембрийскими породами, а также у южного берега оз. Кошкуль. Особенно широко тальково-карбонатовые породы развиты к востоку от горы Валежной, где в них расположено Сыростанское месторождение талька.

Приуроченность различных продуктов позднейшего метаморфизма змеевиков в нашем районе преимущественно к контактовым, краевым частям змеевиковых массивов, являющимся одновременно и зонами интенсивного смятия и деформации пород, несомненно свидетельствует о том, что все явления метаморфизма в этих зонах происходили вслед, а может быть и во время дислокационных процессов.

В обстановке герцинского тектогенеза, когда возникли надвиговые складки нашего района, змеевики, в участках наименьшего сопротивления, также подверглись смятию с образованием змеевиковых сланцев и брекчий. По ослабленным зонам проникали гидротермальные растворы, связанные с герцинской гранитной интрузией. Эти растворы, несшие углекислоту и кремнекислоту, обусловили развитие в нарушенных зонах процессов карбонатизации и силификации. Особенно сильно они проявились вдоль линии уральского контакта зеленокаменной полосы с докембрийскими породами.

После интрузии ультраосновных пород следующим этапом в развитии интрузивного цикла нижнего девона было появление габбро и диоритов, образовавших интрузивные тела и дайки в змеевиках и породах силуро-девонской кровли. Магма проникала по трещинам и ослабленным зонам, вследствие чего и форма интрузивных тел почти повсюду вытянута в направлении простирания осей складок.

Наиболее крупные тела габбро, имеющие вид полос и достигающие в длину 6 км при ширине 0.5—1.5 км, находятся среди змеевикового массива предуральской складки и приурочены, главным образом, к синклинальным прогибам в этой складке, сложенным породами кровли. Более мелкие интрузивные тела габбро встречаются к востоку от Атлянской

долины, где ими сложен ряд холмов как среди эффузивных свит силуро-девона, так и среди змеевиков центральной антиклинали. Многочисленные дайки габбро встречаются повсюду. В предуральской складке выходы габбро находятся в тесной связи с эффузивными породами нижней свиты силуро-девона.

Ультраосновная магма при вторжении приподняла толщу эффузивов силуро-девона и отделила ее от подстилающих пород. Затем ультраосновные породы в свою очередь были прорваны интрузией габбро, причем диабазы кровли были смяты, сложены в складки и в некоторых местах прорезаны большим количеством мелких инъекций габбро. В северной части полосы преобладает габбро, в южной, ближе к оз. Пустому, — диабазы. В средней части полосы наблюдается тесное чередование выходов габбро и диабазов. Тонкие гребешки расслапцованных и поставленных на голову диабазов чередуются с более массивными выходами мелкозернистых и среднезернистых габбро, образующих нередко мелкие холмики и гряды. Породы сменяются одна другой на расстоянии 0.5—2 м.

Вследствие близости уральского контакта, габбро в этой полосе пород сильно метаморфизованы, катаклазированы, актинолитизированы.

В северной части полосы, там, где габбро количественно преобладают над диабазами, отдельными участками среди мелкозернистых габбро распространены среднезернистые. Сильный динамометаморфизм этой зоны привел к преобразованию габбро в катаклазиты и далее в настоящие габбровые сланцы, встречающиеся в северной части полосы между озерами Кысыкуль и Тургояк.

В восточном крыле предуральской складки габбро залегают вдоль контакта порфиритов нижней свиты силуро-девона со змеевиками, слагая гору Извезную и ряд крупных возвышенностей вдоль юго-восточного берега оз. Кысыкуль. Кроме того, вблизи главного интрузивного тела в змеевиках располагается много мелких интрузивных тел и даек того же состава габбро.

Восточнее долины р. Атлян габбро образуют несколько небольших интрузивных тел в пределах синклинальной складки окрестностей Васильевского рудника. Таковы габбро Верхне-Атлянского золотого рудника, габбро горы Лиственной и несколько мелких холмов у Златоустовского тракта к югу от горы Лиственной.

Диориты в районе образуют два массива среди змеевиков предуральской складки: Атлянский и Кысыкульский. Кроме того, мелкие интрузивные тела и дайки диоритов встречаются в большом количестве вокруг обоих вышеназванных диоритовых массивов, затем на горе Извезной, вблизи интрузий габбро, вдоль восточного края долины р. Атлян, а также среди змеевиков центральной антиклинали.

Из жильных пород, связанных с диоритовой магмой, кроме микродиоритов, кварцевых микродиоритов и диорит-порфиритов, встречаются микрограно-диориты, выходы которых фиксированы нами среди верхнесилурийских диабазов к северу от оз. Пустого.

Присутствие микрограно-диоритов в обломках верхнедевонских конгломератов с несомненностью подтверждает принадлежность их к девонскому интрузивному циклу.

Самым последним проявлением интрузивной деятельности девона было появление даек плагиогранитов. Нами эти плагиограниты в естественных выходах встречены не были, и наличие их подтвердилось лишь присутствием многочисленных их обломков в верхнедевонских конгломератах.

Историю развития девонского интрузивного комплекса можно представить в следующем виде.

В конце нижнего девона вулканическая деятельность была прервана

начавшимися складкообразовательными процессами. Смятие и перемещение масс земной коры, под влиянием сильного давления, привели к образованию в кровле ослабленных зон, послуживших путями для проникновения поднимавшихся из глубин масс расплавленной магмы.

К моменту вторжения ультраосновной магмы такой ослабленной зоной была поверхность между отложениями нижнего и верхнего силура, отмеченная резким несогласием в залегании, а местами и складчатостью. Несогласие между S_1 и S_2 на Южном Урале отмечает А. В. Хабаков (1936). В пределах исследованного нами участка зеленокаменной полосы отложения нижнего силура нам неизвестны. Они констатированы вдоль границы со свитой М немного южнее, в Гаврило-Архангельских горах. Можно предположить, что ультраосновные породы воспользовались для своего вторжения указанной выше поверхностью несогласного налегания верхнего силура на нижний и образовали под отложениями последнего ряд лакколитов или факолитов. С указанным представлением хорошо гармонирует тот факт, что в пределах зеленокаменной полосы Южного Урала, к востоку от Уральского контакта, породы древнее верхнего силура отсутствуют.

Интрузия ультраосновных пород сопровождалась появлением большого количества постмагматических вод, содержащих углекислоту, кислород и кремнекислоту. Эти воды обусловили повсеместный автометаморфизм ультраосновных пород и превращение их в змеевики.

Позднее состав поднимавшейся из глубины магмы постепенно изменялся, приобретая все более кислый характер. Сначала появилась магма состава габбро, затем диоритов, кварцевых диоритов и серии жильных пород более кислого состава. Все эти породы для проникновения в кровлю пользовались теми же ослабленными участками, что и змеевики, интрудируя последние.

Габбро и диориты образовали многочисленные крупные и мелкие интрузивные тела типа штоков, а также большое количество даек в породах силуро-девонского возраста. Вторжение габбро также сопровождалось движениями, о чем свидетельствуют вытянутые по простиранию складок формы их интрузивных тел.

Об условиях застывания габбро данных у нас нет; гнейсовые же текстуры в диоритах говорят о том, что их застывание происходило при новом пароксизме бокового давления. Автогидротермальные явления, сопровождавшие интрузию, вызвали соссюритизацию и амфиболизацию габбро и серицитизацию диоритов.

Последним этапом в развитии девонского интрузивного комплекса было появление кварцевых диоритов, грано-диоритов и плагиогранитов.

В период верхнепалеозойских орогенических движений, когда складкообразование было особенно интенсивным, интрузивные породы среднего палеозоя вместе с кровлей подверглись сильному сдавливанию и рассланцеванию. В змеевиках образовались многочисленные зоны смятия, брекчии и сильная рассланцованность на значительных площадях их развития. В мелких складках синклинали Васильевского рудника, вдоль тектонических линий разрывов, змеевики оказались защемленными между складками и образовали тонкие, сильно динамометаморфизованные полосы среди пород девона. Габбро и диориты также подверглись смятию и раздроблению. Особенно сильно эти процессы проявились вдоль линии уральского контакта. Вслед за раздроблением и смятием пород в них проникли гидротермальные растворы, связанные с вторжением в кровлю гранитной магмы. Они явились агентами, произведшими дальнейший метаморфизм изверженных пород. В змеевиках имели место процессы оталькования, карбонатизации, окремнения, в габбро и диоритах получили развитие процессы

серицитизации, актинолитизации, альбитизации и хлоритизации, отчасти уже имевшие место в авто-гидротермальную фазу.

В результате энергичного воздействия гранитных гидротерм появился ряд описанных выше продуктов метаморфизма змеевиков: актинолитовые, тальково-карбонатовые, хлорит-карбонатовые породы, тальковые и хлоритовые сланцы и лиственитты.

3. Средний девон (D_2)

Среднедевонские образования нашего района представлены двумя толщами: 1) толщей туфов кварцевых альбитофиров, с подчиненными им выходами кварцевых альбитофиров, кремнистых туфитов и сургучных яшм, развитой на западном склоне горы Березовой, и 2) толщей дацитовых и андезитовых порфиритов, слагающих гору Моховую и протягивающихся от нее к северу до железной дороги.

Толща туфов и кварцевых альбитофиров

Непосредственно на диабазах верхней эффузивной свиты (D_1) в районе горы Березовой лежит толща кварцевых альбитофиров и их туфов с подчиненными им прослоями кремнистых туфитов и яшм. Эти породы образуют две параллельные полосы. Одна полоса, шириной до 600 м, протягивается вдоль западного склона горы Березовой параллельно полосе подстилающих их с запада диабазов. Вторая полоса, шириной до 200 м, прослежена южнее Златоустовского тракта, в синклинальном углублении по западному краю полосы диабазов верхней свиты. Обрывки этой полосы севернее тракта встречаются среди известняков к северу от Васильевского рудника и затем к северу от 1998-го километра железной дороги, рядом с полосой выходящих там диабазов. Отдельные выходы кварцевых альбитофиров и их туфов встречаются, кроме того, среди нижележащих пород у Златоустовского тракта, перед спуском его в долину р. Атляш и южнее, среди туфов пироксен-плагиоклазовых порфиритов на восточной окраине долины Атляша.

Наиболее распространенными породами этой толщи являются туфы кварцевых альбитофиров, среди которых кварцевые альбитофиры и кремнистые туфиты с яшмами образуют отдельные небольшие выходы.

Кварцевые альбитофиры в нашем районе имеют незначительное распространение. Выходы их встречены во многих местах между р. Атляш и западным склоном горы Березовой, где они образуют отдельные прослои среди туфов альбитофиров, а кроме того, встречаются зажатыми в мелких углублениях второстепенных синклинальных складок в диабазах верхней свиты. Кварцевые альбитофиры часто, кроме рассланцованности, носят следы смятия и раздробления. Так же как и их туфы, они разбиты трещинами, выполненными кварцем. Те же процессы метаморфизма распространяются и на их туфы, которые также подвергаются хлоритизации и карбонатизации с образованием зерен, участков, примазок и прожилков карбоната. В туфах особенно широко развита гематитизация. Нередки среди кварцевых альбитофиров и их туфов также процессы обесцвечивания, состоящие в окварцевании, серицитизации и каолинизации.

Обесцвечивание и окварцевание распространилось не только на кварцевые альбитофиры и их туфы, но захватило также встречающиеся среди них кремнистые туфиты и диабазы верхней эффузивной свиты нижнего девона, причем первичная структура этих пород полностью сохранилась. Параллельно процессам обесцвечивания происходила имрегнация пирита, а также пропитывание пород тонкими прожилками кварца с примесью альбита и эпидота. Пирит явился первоисточником золота в россыпях западного склона горы Березовой.

Кроме россыпей, золото добывалось непосредственно из жил во многих местах этой полосы смятия. Таковы жилы Вауленская, Березовая и другие.

К толще кварцевых альбитофиров и их туфов приурочены выходы кремнистых туфитов и яшм, которые встречаются среди них по западному склону горы Березовой. Кремнистые туфиты, образующие тонкие прослои в туфах альбитофиров, имеют характер узких, быстро выклинивающихся линз. Сургучные яшмы, распространение которых связано с кремнистыми туфитами, не удалось видеть в коренном залегании. Они встречаются в виде отдельных глыб среди выходов кремнистых туфитов и туфов альбитофиров.

Повсюду среди пород описываемой толщи встречаются многочисленные выходы жильного кварца, которые в отдельных случаях являются золотоносными.

Сравнивая наш разрез с разрезами других районов Южного Урала, мы приходим к выводу, что кварцевые альбитофиры горы Березовой и их туфы соответствуют таким же породам каримовской свиты D_2 В. С. Коптева-Дворникова (1933) или низам улутауской свиты Л. С. Либровича (1936). Всюду на Южном Урале этот горизонт переслаивается с туфитами и яшмами, а кроме того, имеет в основании кремнистые туфиты. В Кызыло-Уртазымском крае он подстилается бугулыгырскими яшмами, подчиненными спилитам.

Порфириты горы Моховой

Выше кварцевых альбитофиров и их туфов лежат породы, развитые в центральной антиклинали. Как уже было указано, послеверхнесилурийские породы сохранились в центральной антиклинали в синклинальном участке горы Моховой, протягивающемся от последней на север через долину р. Черной к 2002-му км Южно-Уральской железной дороги.

На западном склоне горы Моховой на диабазы, отвечающие диабазам верхней эффузивной свиты, ложатся сначала кварцевые порфириты, затем пироксен-плагиоклазовые порфириты и их туфы.

Кварцевые порфириты имеют небольшое распространение. На западном склоне горы Моховой кварцитовые порфириты слагают полосу шириной около 200 м. Они встречаются среди змеевиков у Златоустовского тракта, к северо-востоку от горы Моховой, и на левом краю болота долины р. Черной, к востоку от оз. Кошкуль.

В Учалинском районе БашАССР, на продолжении комплекса пород нашего района на юг, эти породы приобретают более широкое развитие. Они являются теми дацитовыми лавами, которые, по Л. С. Либровичу (1936), присутствуют в улутауской свите D_2, а О. А. Нестоянова (1936) относит к верхам D_2 (D_2^2), причем дацитовые лавы расположены стратиграфически выше альбитофиров. В Кызыло-Уртазымском районе (1936) улутауская свита сложена внизу из туфов альбитофиров, на которые налегает мощная толща туфов андезитовых порфиритов с примесью материала дацитовых лав. В Учалинском районе дацитовые лавы выделены О. А. Нестояновой (1936) в особый горизонт верхов среднего девона, образованию которого предшествовал размыв, достигший диабазов D_1^2.

Пироксен-плагиоклазовые порфириты, слагающие вместе с туфами гору Моховую и протягивающиеся дальше к северу, мимо 2002-го километра Южно-Уральской железной дороги, образуют ряд полос от 50 до 150 м шириной, чередующихся с туфами. По преобладанию тех или других пород всю полосу порфиритов горы Моховой можно разделить на западную и восточную половины. В западной преобладают туфы, в восточной — порфириты.

Туфы пироксен-плагиоклазовых порфиритов на внешний вид весьма однообразные, серо-зеленые, рассланцованные и смятые породы с различной величиной зерна от крупнозернистых до плотных разностей. Преобладают среднезернистые, остальные встречаются в них в виде прослоев. Часто можно видеть переслаивание зернистых туфов с плотными, причем слоистость обычно совпадает со сланцеватостью.

Процессы метаморфизма пироксен-плагиоклазовых порфиритов и их туфов одинаковы. Главным образом это смятие, раздробление пород, а затем — развитие таких процессов, как хлоритизация, эпидотизация, актинолитизация и частично окварцевание, хотя роль вторичного кварца в этих породах сводится исключительно к заполнению трещин и пустот.

Если сравнить пироксен-плагиоклазовые порфириты горы Моховой с более древними порфиритами долины р. Атлян, то среднедевонские порфириты, имея один и тот же зеленокаменный облик с древними, резко отличаются от последних большей массивностью и четкостью очертаний вкрапленников пироксена. Эти вкрапленники в древних порфиритах обычно хлоритизированы и на краях сливаются с окружающей их основной массой. Кроме того, в порфиритах горы Моховой наблюдается наличие реликтовых структур основной массы, тогда как в атлянских основная масса значительно глубже метаморфизована и почти не носит признаков первоначальной структуры.

Залегание пироксен-плагиоклазовых порфиритов и их туфов выше кварцевых порфиритов доказывается тем, что у подножия горы Моховой в туфах пироксен-плагиоклазовых порфиритов были обнаружены окатанные обломки кварцевых порфиритов. Кроме того, что этот факт устанавливает стратиграфические взаимоотношения этих пород, он еще говорит о том, что между излияниями кварцево-плагиоклазовых и пироксен-плагиоклазовых порфиритов был перерыв, сопровождавшийся некоторым размывом.

Таким образом, в разрезе горы Моховой толща альбитофиров отсутствует. Это явление, вероятно, носит местный характер, так как южнее, в районе Ленинского прииска, куда продолжаются пироксен-плагиоклазовые порфириты горы Моховой, кварцевые порфириты были обнаружены в верхнедевонских конгломератах, трансгрессивно налегающих на альбитофиры горы Березовой. Среди многочисленных обломков альбитофиров находятся также обломки и кварцево-плагиоклазовых порфиритов типа горы Моховой. Этот факт дает возможность предполагать, что и в районе горы Березовой были кварцево-плагиоклазовые порфириты. Они залегали, вероятно, на альбитофирах и были затем нацело смыты.

* * *

Подводя итог изложенному о среднедевонском вулканическом цикле, мы видим, что он начался с излияния основных лав, сменившихся затем липаритовыми. Эффузии сопровождались отложением мощных толщ туфов. Хорошая сортировка материала туфов и присутствие среди пород прослоев кремнистых туфитов и яшм свидетельствует о подводном характере излияний.

Позднее, после некоторого перерыва, основность лав начала повышаться. Сначала появились дацитовые лавы, затем, после некоторого перерыва, последовали новые более мощные излияния, имевшие состав андезитов. Дациты были перекрыты андезитами, причем излияние их сопровождалось отложением большого количества пирокластического материала, носящего следы размыва нижележащих дацитов. Излиянием андезитов в нашем районе закончился эффузивный цикл среднего девона.

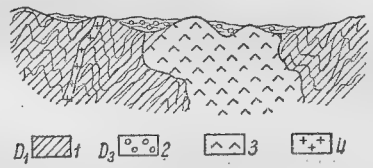
4. Верхний девон (D_3)

В отличие от нижне- и среднедевонских отложений верхний девон в нашем районе характеризуется полным отсутствием эффузивных образований и слагается исключительно осадочным и, главным образом, обломочным материалом.

Породы, относимые нами к верхнему девону, разделяются на три толщи: внизу залегает толща конгломератов и песчаников с подчиненными им прослоями кремнистых туфитов; выше лежит толща кремнистых сланцев горы Березовой, сменяющаяся мощной толщей граувакковых пород.

Толща конгломератов, брекчий и песчаников

Эта толща, начинающая отложения верхнего девона, лежит на размытых складках ранее образовавшихся пород без всякой видимой связи с ними. Конгломераты и брекчии покрывают то среднедевонские туфы альбитофиров, то диабазы нижнего девона и еще более древние породы эффузивной палеозойской кровли, то, наконец, интрузивные породы, прорезанные девонские отложения. Местами, как например у Златоустовского тракта, к востоку от долины р. Атлян, можно видеть холмы габбро, выступающие из-под конгломератов (фиг. 3). Склоны и подножия таких холмов сложены конгломератами, брекчиями и сопровождающими их песчаниками, на вершинах же конгломераты смыты, и из-под них выходят развалы глыб интрузивных пород.



Фиг. 3. Разрез холма габбро у Златоустовского тракта
1 — диабазы, *2* — конгломераты, *3* — габбро, *4* — диорит-порфириты.

Наличие конгломератов и брекчий и такое отношение их к подстилающим породам свидетельствуют о том, что к началу верхнего девона среднедевонские породы были сложены в складки и размыты, а накопившийся кластический материал лег на их поверхность трансгрессивно.

Позднее весь комплекс пород в свою очередь был сложен в складки, вследствие чего конгломераты и песчаники верхнего девона оказались лежащими на подстилающих их породах в виде непостоянных, прерывистых полос, ширина которых колеблется от 50 до 500 м, с общим северо-восточным направлением вытянутости вдоль осей складок (фиг. 2).

Конгломераты, брекчии и граувакки имеют развитие в местности, лежащей к югу от железной дороги, между западным краем долины р. Атлян и центральной антиклиналью, т. е. в пределах синклинальной складки окрестностей Васильевского рудника. К востоку от горы Березовой конгломераты встречаются среди полосы граувакк, выступая из-под нее в виде отдельных выходов. Наибольшее количество выходов конгломератов и песчаников встречено в пределах полосы среднедевонских туфов кварцевых альбитофиров и туфов пироксен-плагиоклазовых порфиритов вдоль восточного края Атлянской долины.

Конгломераты и брекчии представляют грубообломочные породы, состоящие из серо-зеленого, часто буроватого цемента и большого количества галек и слабоокатанных обломков разнообразных пород доверхнедевонского возраста.

В обломках конгломератов и брекчий встречаются: среднедевонские кварцевые и пироксен-плагиоклазовые порфириты и туфы горы Моховой, кварцевые альбитофиры с их туфами, кремнистые туфиты и яшмы, а также породы нижнего девона: диабазы, диабазовые порфириты, пироксен-плагиоклазовые, роговообманково-плагиоклазовые порфириты и различные туфы этих эффузивных пород. Изредка встречаются гальки известняков и кремнистых туфитов нижней толщи нижней эффузивной свиты.

Девонские интрузивные породы представлены в обломках и гальках конгломератов полностью, начиная от жильных: плагиогранитов, микрогранодиоритов, диорит-порфиритов и микрогаббро, и кончая различными разновидностями кварцевых и бескварцевых диоритов, габбро, а также гальками хлоритовых пород с остатками зерен хромовой шпинели, присутствие которой позволяет предполагать, что происхождение этих хлоритовых пород связано с метаморфизованными змеевиками.

Состав обломков и галек в конгломератах и брекчиях в различных участках района неодинаков. Он носит полимиктовый характер, изменяющийся в зависимости от того, какие породы подвергались размыву. Так, на западном склоне горы Березовой в конгломератах преобладают обломки кварцевых альбитофиров и их туфов, т. е. пород, подстилающих конгломераты. Вдоль восточного края долины р. Атлян в обломках брекчий и конгломератов развиты преимущественно эффузивные породы нижнего девона и в большом количестве присутствуют обломки габбро и диоритов.

Цемент конгломератов, то грубозернистый, то мелкозернистый, состоит из мелких, остроугольных осколков минералов и нижележащих пород. Состав цемента весьма близок к составу обломков. В тех случаях, когда присутствует много мелких обломков, а цемент крупнозернистый, бывает трудно даже провести границу между обломками и цементом. Обломками конгломераты и брекчии очень богаты, количество их обычно преобладает над цементом, и в некоторых выходах конгломератов цемент почти отсутствует.

Величина обломков и галек в большинстве случаев колеблется около 2.5 см, но в некоторых участках гальки интрузивных пород достигают величины 20—30 см. Иногда, как например на западном склоне горы Березовой, развиты более мелкообломочные породы с величиной галек, редко превышающей 1 см. В большинстве выходов конгломераты рассланцованы. Обломки в них часто вытянуты по сланцеватости и как бы обжаты цементом. В последнем при этом развивается большое количество листочков хлорита. Массивные брекчии и конгломераты встречаются реже. Выходы их наблюдались вблизи габбро у Златоустовского тракта, к востоку от р. Атлян, и в ряде других мест.

В некоторых участках района, где размыв нижележащих пород сопровождался переносом и отсортировкой обломочного материала, конгломераты постепенно сменяются песчаниками. Последние развиты среди конгломератов к востоку от долины р. Атлян, в железнодорожных выемках у 1998-го километра железной дороги и вблизи Златоустовского тракта около габбро, обнажающихся из-под конгломератов. Переслаивание конгломератов с песчаниками наблюдалось нами также к северу от Васильевского рудника, где указанные кластические породы выступают из-под каменноугольных известняков.

По внешнему виду туфогенные песчаники могут быть разделены на грубозернистые и тонкозернистые. Грубозернистые распространены более широко. В составе песчинок присутствуют: кремнистые туфиты, кварцевые альбитофиры, плагиоклазовые порфириты, зерна полевых шпатов, кварца и кальцита. Массивные разности отличаются от рассланцованных серой окраской и местами некоторой гематитизацией.

Тонкозернистые туфогенные песчаники плотны, рассланцованы и раздроблены. Они обладают то светлосерой, то более темной окраской. Иногда светлосерые участки по сланцеватости чередуются с более темными. Границы между тонкозернистыми и грубозернистыми песчаниками нерезкие. Часто можно видеть постепенные переходы от тонкозернистых через грубозернистые к конгломератам.

К северу и к югу от железной дороги, на участке 1998—1999-го кило-

метров, среди песчаников встречены отдельные выходы кремнистых туфитов. Они отличаются светлосерой и буровато-серой окраской, относительной массивностью по сравнению с более древними туфитами, хорошо выраженной слоистостью и присутствием среди кремнистой массы малого количества эпидота, актинолита, серицита и хлорита.

В железнодорожной выемке к востоку от 1998-го километра вскрыты сильно смятые конгломераты и песчаники. В них наблюдается чередование тонкозернистых и грубозернистых слоев мощностью от 0.5 до 5 см. С конгломератами и песчаниками переслаиваются кремнистые туфиты. Все породы смяты, тонко рассланцованы и разбиты сетью трещин мощностью до 20 см, выполненных кварцем и кальцитом.

Литературные данные указывают, что размыв в начале франского яруса был достаточно широк и захватил на Урале большие площади. Горизонт верхнедевонских конгломератов, брекчий и туфогенных песчаников развит по всему восточному склону Южного Урала. Некоторые исследователи Южного Урала считают верхнедевонский размыв неглубоким. Так, для южной части Южного Урала В. В. Павлинов (1937), основываясь на присутствии в граувакках большого количества обломков диабазов и яшм и почти полном отсутствии змеевиков, говорит, что «глубинная эрозия не обнажила даже лакколитообразных массивов змеевиков». Отсутствие намеков на глубокую эрозию в верхнедевонское время, по словам В. Н. Павлинова, может говорить за то, что доверхнедевонские осадки были очень незначительно дислоцированы. Ф. Н. Шахов (1928) в Таналык-Баймакском районе отмечает, что к моменту образования конгломератов и граувакк нижележащие яшмы, порфириты и кварцевые альбитофиры подверглись значительному размыву, а вулканическая деятельность почти прекратилась.

В нашем районе наблюдения говорят за то, что этот размыв, будучи достаточно интенсивным, был в то же время неравномерным, отразившись по-разному в разных участках местности. Там, где размыв был более глубок, состав конгломератов более разнообразен; они содержат обломки и гальки различных пород от верхнего силура до конца среднего девона и интрузивных пород, включая метаморфизованные змеевики. Территориально наибольшая глубина и интенсивность размыва приходятся на весь правый берег долины р. Атлян, который, вероятно, к началу верхнего девона представлял одну из возвышенных частей окружающего рельефа. К востоку от долины р. Атлян, ближе к горе Березовой, размыв был менее глубоким, и состав конгломератов ограничивается подстилающими породами. Присутствие среди конгломератов прослоев туфогенных песчаников и кремнистых туфитов дает возможность предполагать, что отложение обломочного материала происходило в изменчивых условиях прибрежной морской зоны, то более, то менее благоприятных для переноса отлагаемого материала и его сортировки.

Принадлежность описываемых конгломератов и туфогенных песчаников к началу верхнего девона подтверждается сопоставлениями нашего разреза с разрезами, составленными для соседних районов (см. стр. 188). Присутствие в конгломератах многочисленных обломков и галек интрузивных пород позволяет говорить, по крайней мере, об их доверхнедевонском или, точнее (см. стр. 312), нижнедевонском возрасте.

Толща кремнистых сланцев

Выше конгломератов и туфогенных песчаников лежат кремнистые сланцы, слагающие гору Березовую и протягивающиеся широкой (300—400 м) полосой через весь район в направлении ЮЗ 210°.

Эта полоса кремнистых сланцев слагает западное крыло синклинали, ядро которой сложено граувакками, а восточное крыло скрыто под надвигом складки центральной антиклинали. Кроме горы Березовой, кремнистые сланцы того же возраста обнажены к северу от 1998-го километра железной дороги, где узкая их полоска (50 м) лежит на подстилающих конгломератах. Севернее горы Березовой, в железнодорожной выемке у 2000-го километра, можно видеть сильно смятые кремнистые сланцы, содержащие прослои кремнистых туфитов.

Толща граувакк

Кремнистые сланцы перекрываются толщей граувакковых пород, широкая полоса которых, слагающая ядро синклинальной складки, протягивается вдоль восточного склона горы Березовой.

Мощность полосы граувакк около 800 м, но на севере у железной дороги она сужается до 500 м.

В самых низах толщи граувакк лежит слой конгломератов и брекчий, содержащих большое количество угловатых или слабо окатанных обломков кремнистых сланцев горы Березовой, сцементированных темносерой, мелкозернистой, песчанистой массой. Эти конгломераты обнажаются из-под толщи граувакк по берегам оз. Кошкуль, а также во многих других местах. Выше конгломераты переходят в неравномернозернистую мощную толщу граувакк, с более мелким и более разнообразным составом обломков.

На внешний вид граувакки представляют темносерые, иногда зеленоватые породы, неоднородные по составу и размерам обломочного материала. Среди преобладающей среднезернистой разности наблюдаются многочисленные линзовидные прослои и участки грубозернистых, мелкозернистых, а также тонкозернистых граувакк. По простиранию эти разности быстро выклиниваются и переходят одни в другие.

Граувакки, по внешнему виду и минералогическому составу отвечающие граувакка описанной полосы, залегают у западного края долины р. Атляп, между Златоустовским трактом и Нижне-Атлянским рудником. Граувакки встречены там отдельными выходами к востоку от выходов верхнедевонских конгломератов, перекрытые толщей каменноугольных известняков, слагающих заболоченную долину р. Атляп.

Основанием для определения верхнедевонского возраста описанных пород могут служить данные сопоставления разреза нашего района с соседними. В Учалинском районе (Нестоянова, 1936) на живетских известняках, с фауной покрывающих горизонт дацитовых эффузий, налегает свита кремнистых сланцев, туфо-конгломератов и туфогенных песчаников, относимая О. А. Нестояновой к верхнему девону.

В Кызыло-Уртазымском районе (Либрович, 1936), выше дацитовых лав и живетских известняков, лежит мощная колтубанская свита, начинающаяся известняками франского яруса, которые переслаиваются с туфо-конгломератами, песчаниками и кремнистыми туфитами, а местами и вовсе ими замещаются. На этих породах лежит горизонт мукасовских кремнистых сланцев с радиоляриями и яшм, литологически отвечающий нашим березовогорским кремнистым сланцам, а еще выше — зилаирская свита мощных туфов, отвечающих по составу нашим граувакка, с прослоями глинистых сланцев, песчаников и альбитофиров. В. Н. Павлинов (1937) в Таналык-Баймакском районе, приводя многочисленные данные Л. С. Либровича и других авторов, устанавливает для граувакковой свиты возраст «не ниже франского и не выше турнейского ярусов». В пользу последнего говорят многочисленные остатки известняков с фауной визе, лежащие выше граувакк.

* * *

Период верхнего девона характеризуется в нашем районе отсутствием вулканической деятельности и накоплением осадков, главным образом обломочного характера. Крупные поднятия конца среднего девона, сопровождавшиеся энергичным размывом, послужили причиной образования толщ конгломератов, брекчий и песчаников, начавших собой свиту верхнедевонских отложений. Зависимость состава обломков конгломератов от подстилающих их пород позволяет думать, что этот размыв не сопровождался большим переносом и условия для такового не были благоприятны. Затем, когда приток обломочного материала прекратился, на дне углубившегося морского бассейна началось длительное отложение тонкозернистого кремнистого материала, изобиловавшего остатками радиолярий. В конце верхнего девона вновь произошло поднятие. Эрозионные процессы возобновились, результатом чего явилось отложение граувакковых толщ. Первые порции обломочного материала — брекчии — состояли почти исключительно из угловатых обломков только что перед тем образовавшихся кремнистых пород. Позднее, когда размыву подверглись более глубокие горизонты, образовались граувакки с пестрым составом мелких окатанных обломков.

Неравномерная зернистость толщи граувакк, быстрая смена слоев в направлении простирания и различная степень сортировки материала указывают на то, что условия отложения размываемого материала непрестанно менялись.

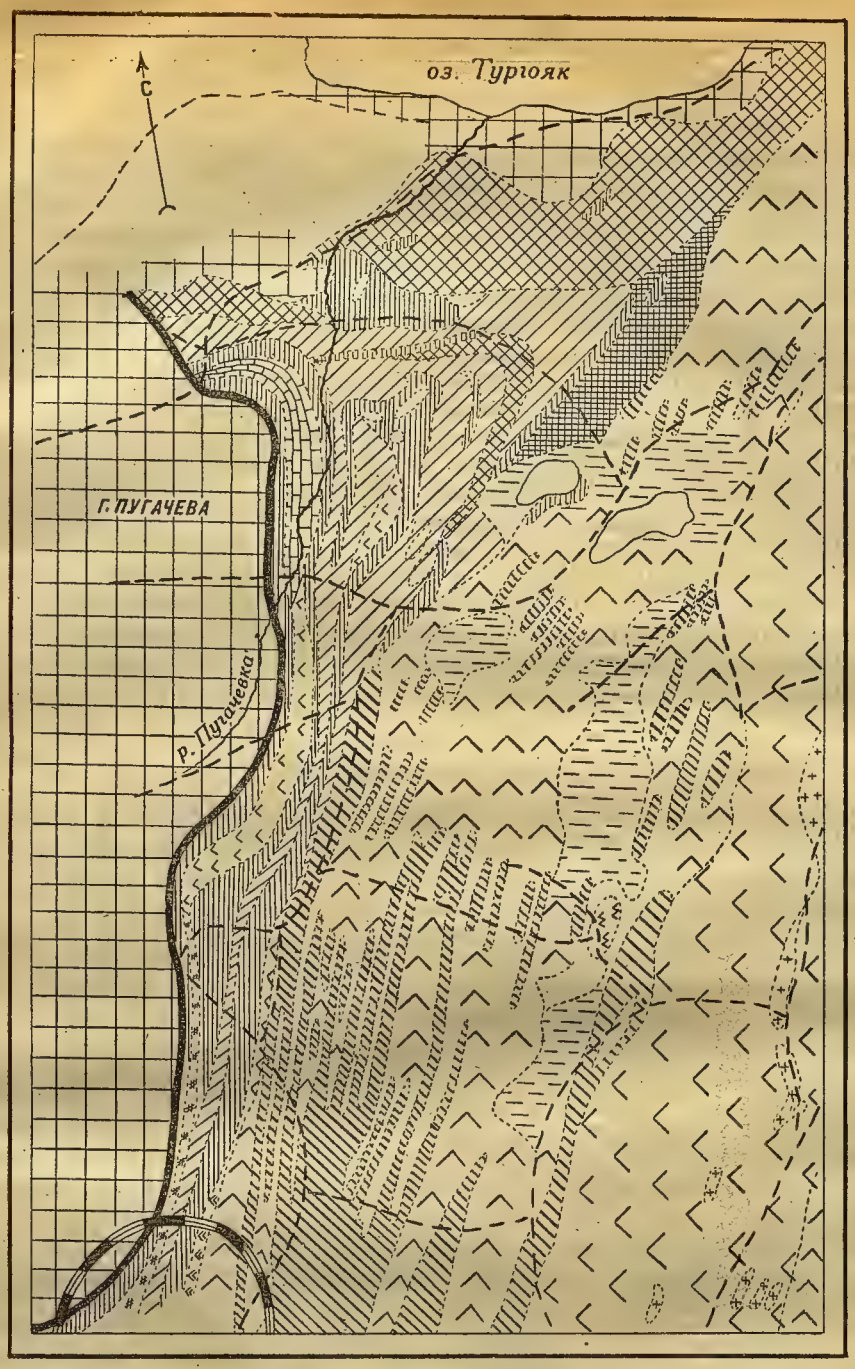
5. Нижний карбон (C_1)

Породы каменноугольного возраста, широко развитые к востоку от нашего района, в пределах зеленокаменной полосы пользуются очень незначительным распространением. Уничтоженные мощным размывом более позднего времени, они сохранились в виде обрывков вдоль линий тектонических несогласий, зажатые в синклинальных прогибах крупных складок герцинского времени. В нашем районе это нормальные осадочные породы, располагающиеся в порядке их образования в следующей последовательности: 1) кремнистые и углисто-кремнистые сланцы, 2) филлиты, 3) известняки с фауной визейского яруса нижнего карбона.

Обычно все эти породы встречаются совместно, часто в тесном чередовании друг с другом, образуя узкие, сильно вытянутые полосы, в которых преобладают то известняки, то кремнистые и углисто-кремнистые сланцы. Филлиты имеют незначительное распространение, появляясь местами вдоль границ известняков с кремнистыми сланцами или среди выходов последних.

Нижнекаменноугольные породы прослеживаются вдоль всей линии уральского контакта. В пределах предуральской складки они занимают широкую площадь на юге нашего района, между Тальковым и Верхне-Атлянским золотыми месторождениями. В синклинальной складке района Васильевского рудника каменноугольные породы, главным образом представленные известняками, слагают ядра второстепенных синклинальных складок, образуя ряд более или менее широких полос.

Вдоль линии уральского контакта зажатые между кристаллическими сланцами докембрия и надвинутой на них с востока предуральской складкой зеленокаменной полосы, породы карбона залегают узкой, прерывающейся полосой от южного берега оз. Тургояк до самого юга района. В северной части района, между оз. Тургояк и железной дорогой, каменноугольные породы образуют несколько узких параллельных полос. Они представлены, главным образом, кремнистыми и углисто-кремнистыми сланцами, залегающими среди сильно метаморфизованных, катаклазированных габбро и не менее сильно измененных змеевиков (фиг. 4).



Фиг. 4. Геологическая карта северо-восточной части района (масштаб 1 : 25 000).

1 — граниты Тургояка и кристаллические сланцы докембрия, *2* — диориты оз. Кысынуль, *3* — габбро, *4* — габбро-меланократовые, *5* — габбро-порфириты, *6* — змеевики, *7* — змеевики рассланцованные, *8* — хлоритовые сланцы, *9* — актинолитовые сланцы, *10* — амфиболиты, *11* — известняки визе, *12* — кремнистые сланцы, *13* — диабазы нижней эффузивной свиты S_2—D_1, *14* — тектоническая линия контакта кристаллических сланцев с полосой зеленокаменных пород.

Простирание полос карбона СВ 30—40° на севере у оз. Тургояк изменяется под влиянием интрузии тургоякского гранитного штока. Складки кремнистых и углисто-кремнистых сланцев резко загибаются, образуя петлю. Простирание их из северо-восточного становится меридиональным, затем северо-западным и затем почти широтным с азимутами 70—80° на северо-восток. Далее к западу, у контакта с комплексом докембрийских пород, складки каменноугольных сланцев, будучи срезаны, исчезают.

Южнее железной дороги выходы кремнистых сланцев, филлитов и известняков нижнего карбона занимают довольно значительную площадь шириной около 600 м на территории с. Сыростан, между докембрийскими породами и змеевиками предуральской складки.

Протягиваясь на юг, полоса пород карбона разветвляется на две, обходя с двух сторон змеевиковые вершины — Голую и Малинную. На юге района обе полосы сланцев нижнего карбона вновь соединяются, причем тальково-карбонатовые породы и месторождение талька оказываются отрезанными от главного змеевикового массива полосой каменноугольных пород до 300 м шириной. Последние слагают пологую долину среди змеевиковых холмов. На широте месторождения талька эта полоса расширяется и образует широкую пониженную елань с редкими выходами каменноугольных известняков на всем поперечнике предуральской складки. Известняки, подстилаемые сланцами карбона, лежат здесь непосредственно на змеевиках. Г. А. Мирлин (1937$_1$) объясняет это явление трансгрессивным налеганием каменноугольных отложений на змеевики вследствие большой интенсивности верхнедевонского размыва. Такие же взаимоотношения змеевиков с известняками визе наблюдал в Учалинском районе БашАССР В. С. Коптев-Дворников (1933). Сближение в выходах различных пород далеко отстоящих возрастов (C_1 и S_2) он объясняет тектоническими причинами.

Все каменноугольные породы в полосе уральского контакта сильно смяты и рассланцованы. Кремнистые и углисто-кремнистые сланцы нередко сплоены в мелкие складки. В пределах синклинальной складки района Васильевского рудника каменноугольные породы, представленные главным образом известняками, залегают во всех пониженных и заболоченных участках, слагая ядра второстепенных синклинальных складок. Каменноугольными известняками сложена долина р. Атлян с Поликарповым прудом. Они образуют ряд более мелких полос, перечисленных ниже при описании известняков (см. фиг. 2 на стр. 162).

Кремнистые и углисто-кремнистые сланцы

Как уже было указано, эти породы распространены вдоль линии уральского контакта, где они вместе с филлитами и известняками образуют несколько узких, местами прерывающихся полос, шириной от 50 до 250 м. В пределах долины р. Атлян кремнистые сланцы выходят узкой изогнутой полоской (200 м) у подножья змеевиковых холмов на западном краю долины Атляна, южнее Златоустовского тракта. Небольшая полоса кремнистых сланцев, шириной около 100 м, прослеживается вдоль контакта змеевиков с известняками визе к юго-западу от Верхне-Атлянского месторождения золота.

Кремнистые и углисто-кремнистые сланцы находятся в тесном переслаивании, часто с очень небольшой мощностью слоев, измеряемой несколькими метрами. Друг от друга эти сланцы отличаются внешним видом и минералогическим составом. И те и другие сильно сплоены, сгофрированы, рассланцованы и часто разбиты рядом мелких послойных и секущих кварцевых прожилков.

Филлиты

Выходы филлитов встречаются вместе с кремнистыми сланцами в следующих точках района: у с. Сыростан, к востоку от талькового месторождения, в 1 км к востоку от Сыростанского диоритового массива и к юго-западу от Верхне-Атлянского золотого прииска. Во всех этих местах филлиты образуют небольшие полосы, из которых самая значительная, находящаяся у талькового месторождения, достигает ширины 200 м.

Известняки

Выше кремнистых сланцев и филлитов лежат известняки. Выходы их среди каменноугольных пород, вдоль контакта с докембрием, встречаются в следующих местах: по левому берегу рч. Пугачевки, впадающей с юга в оз. Тургояк, у с. Сыростан, к северу и к востоку от Сыростанского талькового месторождения. В долине р. Атлян каменноугольные известняки чрезвычайно широко распространены. Выходы их констатированы по западному берегу Поликарпова пруда и на его островах, вдоль всего восточного подножия горы Извезной и дальше на юг, вдоль границы Сыростанского массива змеевиков. Южнее Верхне-Атлянского месторождения золота полоса известняков, сильно расширяясь, поворачивает на запад, выстилая все подножие между выступающими из-под них змеевиковыми холмами, и соединяется с полосой известняков восточного подножия горы Малинной. Еще южнее, за месторождением талька, змеевиковые холмы снижаются, и сплошное поле известняков, шириной около 2 км, уходит за пределы района.

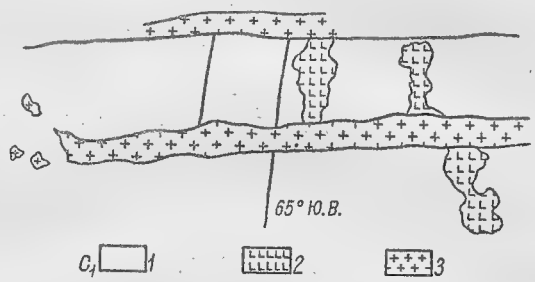
Известняками сложен также восточный край долины р. Атлян, откуда полоса их протягивается в узкой ложбине между холмами туфов пироксен-плагиоклазовых порфиритов на востоке и диорит-порфиритов и габбро на западе. От железной дороги она, суживаясь, тянется на юг, мимо Васильевского и Серебровского рудников, после чего исчезает, зажатая между складками эффузивных пород девона. На юге района эта полоса вновь появляется узкой линзой (шириной 50—100 м) среди туфов альбитофиров и конгломератов (фиг. 2). Такие же узкие линзы каменноугольных известняков были встречены и в других местах среди полосы пород D_1, вдоль восточного края долины р. Атлян, где они были растерты и дислоцированы вместе со всеми породами девона. Все известняки большей частью перекристаллизованы и сильно изменены последующими процессами. На внешний вид это или сильно рассланцованные породы различных оттенков серого цвета, состоящие из мелкозернистого кальцита, отдельных чешуек серицита и иногда тонкораспыленного в них магнетита, или более массивные, белые, нацело перекристаллизованные, с блестящими на спайностях зернами кальцита. Часто видно переслаивание серых и белых полос, причем эти полосы обусловлены неравномерной — то более, то менее сильной — перекристаллизацией.

Легко поддающиеся размыву и выветриванию известняки залегают в понижениях участках рельефа, изредка образуя пологие холмы. В известняках заложены во многих местах карьеры по добыче извести. Размеры их иногда достигают значительной величины. Такие карьеры расположены к северу от Васильевского рудника, у подножия горы Извезной, и к югу от с. Сыростан. В последнем карьер 80 × 40 м, глубиной около 5 м, задан в серо-белых, слоистых, плотных мраморах, на плоскостях отдельностей которых можно видеть многочисленные мелкие чешуйки ярко-зеленого фуксита. Мраморы сильно деформированы и смяты. В них резко выражена сланцеватость в направлении СВ 28°, с углом падения ЮВ 65°. По направлению вторичной слоистости в мраморе наблюдаются дайки сильно изме-

ненных и хлоритизированных керсантитов (фиг. 5), сильно деформированных и растертых на отдельные, четко видные линзы с неровными, извилистыми очертаниями. Мощность даек не превышает 50 см. Вокруг этих растертых даек направление сланцеватости мраморов изменяется; наблюдается как бы обжимание даек окружающей породой.

По плоскостям поперечной отдельности (простирание СВ 80°, падение ЮВ ∠ 75°) мраморы вместе с керсантитами прорезаны более поздними дайками биотитовых плагиогранит-порфиров.

Проникновение в известняки жильных отщеплений гранитной магмы происходило, очевидно, два раза. После появления керсантитов были новые подвижки. Известняки вместе с инъецировавшими их керсантитами подверглись сильной деформации, раздавливанию и перетиранию. Проникшие по трещинам поперечной отдельности биотитовые плагиогранит-порфиры несли с собой гидротермальные растворы, способствовавшие метаморфизму керсантитов и известняков и отложению фуксита по мелким трещинкам в последних. В этом же карьере в его бортах видно, как известняки в лежачем боку сменяются сначала филлитами, мощность которых всего несколько метров, затем — кремнистыми сланцами.



Фиг. 5. Соотношение даек керсантитов и плагиогранит-порфиров, прорезающих известняки карбона.

1 — известняки, *2* — керсантиты, *3* — плагиогранит-порфиры.

Вследствие сильной перекристаллизованности в описанных известняках фауна сохраняется в виде редких, также сильно перекристаллизованных остатков, трудно подвергающихся определению, но в 1932 г. в известняках к северу от месторождения талька А. И. Золкиной (1934) была найдена фауна *Productus striatus* Fisch., *Syringopora parallela* Fisch. и др., принадлежащая визейскому ярусу нижнего карбона.

* * *

Переходя к истории формирования нижнекаменноугольных отложений, мы видим, что после верхнедевонского поднятия, сопровождавшегося отложением граувакк, снова наступил период погружения, характеризующийся накоплением осадков. Сначала это была полоса мелководья, богатая растительными остатками, где отлагался угленосный и псаммитовый материал, затем по мере продолжавшегося углубления бассейна осадки стали более тонкоотмученными, пелитовыми, глинистыми и, наконец, сменились известняками с морской фауной.

Отложениями нижнего карбона заканчивается стратиграфический разрез палеозоя зеленокаменной полосы долины р. Миасс в исследованном районе.

Во время герцинского тектогенеза палеозойская кровля энергично смялась в складки. Под влиянием сильного бокового давления восточные складки надвигались на западные, и зеленокаменная полоса была чрезвычайно сильно деформирована. В конце герцинских движений возник Сыростанско-Тургоякский гранитный массив, секущий надвиг уральского контакта. Вторжение гранитов происходило при наличии бокового давления, о чем свидетельствуют слабо выраженные ориентированные структуры в краевых частях массива.

Поднятие гранитной магмы вызвало деформацию складок на северном

и южном берегах оз. Тургояк и сопровождалось явлениями метаморфизма кровли. За счет габбро по периферии гранитного массива образовалась кайма амфиболитов. После остывания гранитов в кровле произошли разломы, по которым проникли многочисленные дайки, секущие породы всех палеозойских комплексов. Дайки встречаются во всех участках нашего района, но главное их развитие приурочено к предуральской антиклинальной складке и зоне уральского контакта.

Из описания Сыростанского карьера мраморов мы видели, что не все дайки, связанные с гранитами, были одновременны. В их появлении намечается определенная последовательность, та же, что и в описанной В. С. Коптевым-Дворниковым полосе протерозойских кристаллических сланцев. Первыми в трещины проникли керсантиты, затем, после некоторого перерыва, из глубины поднялись дайки биотитовых плагиогранит-порфиров. Еще позже появилась серия даек состава, отвечающего, с одной стороны, альбитовым гранитам, с другой стороны, — грано-диоритам. Дайки альбитовых гранитов отличаются большим разнообразием. С одной стороны, это альбитовые микрограниты, иногда с порфировидной структурой, альбитовые гранит-аплиты; с другой стороны, — довольно многочисленная группа альбитовых гранит-порфиров. Они распространены повсюду в пределах зеленокаменной полосы, но, главным образом, они встречаются среди змеевиков и каменноугольных пород в зоне уральского контакта. Альбитовые микрограниты представляют светлые, серые, желтоватые или розоватые мелкозернистые массивные породы.

Дайки грано-диоритового состава распространены также, главным образом, в зоне уральского контакта и в пределах предуральской складки. Представлены они грано-диорит-аплитами и реже грано-диорит-порфирами. Для тех и других разновидностей характерно присутствие небольшого количества решетчатого микроклина, что заставляет относить эти породы к магме грано-диоритов.

На ряду с перечисленными жильными породами «цикла малых интрузий» мы должны отнести к последним также дайки биотитовых микросиенитов (в змеевиках у южного берега оз. Кысыкуль), сиенит-аплитов (Мелентьевское месторождение), микродиоритов и плагиогранитов (район Васильевского рудника). Образование этих жильных пород предшествовало процессам минерализации, но для выяснения их относительного возраста и точного места в ходе формирования интрузии данных в нашем распоряжении нет. Не исключена возможность и того, что среди даек мы имеем производные не одного, а двух герцинских интрузивных комплексов, наличие которых намечено работами по пересечению.

6. Краткий стратиграфический обзор

Самыми древними породами нашего района являются породы, соответствующие породам поляковской, ирендыкской и бугулыгырской свит Л. С. Либровича (1936) и В. С. Коптева-Дворникова (1933), относимые условно к возрасту S_2 — D_1. Разрез их и вышележащих пород см. на стр. 187.

Как уже упоминалось выше, вследствие сильного смятия, деформации пород и наличия в них большого количества мелких складок мощность свит определить точно нельзя. Цифровые данные, приводимые в схеме нашего стратиграфического разреза, нужно рассматривать как приближенные величины.

Попробуем сопоставить наш разрез с разрезами, данными В. С. Коптевым-Дворниковым (1933) и Л. С. Либровичем (1936) для Учалинского и Кызыло-Уртазымского районов БашАССР, являющихся прямым продолжением нашего комплекса пород на юге (см. табл. на стр. 188).

	I. Нижняя эффузивная свита:	
Нижняя толща (Поляковская свита)	Диабазы, перемежающиеся с их туфами, с подчиненными прослоями кремнистых туфитов и известняков. В верхах этого горизонта встречаются кварцевые альбитофиры и туфы плагиоклазовых порфиритов . .	500—800 м
Верхняя толща (Ирендыкская свита)	Пироксен-плагиоклазовые и роговообманково-плагиоклазовые порфириты с их туфами	300—500 м
	Движения, появление интрузивных пород	
	2. Верхняя эффузивная свита	
(Бугулыгырская свита)	Диабазы и диабазовые порфириты с их туфами, развитые в районе Васильевского рудника	500—700 м
Средний девон:		
1. (Каримовская свита)	Кварцевые альбитофиры и их туфы с подчиненными прослоями кремнистых туфитов и яшм западного склона горы Березовой	200—300 м
2. (Дацитовый горизонт О. А. Нестояновой)	1. Кварцевые порфириты горы Моховой	50—100 м
	2. Пироксен-плагиоклазовые порфириты и их туфы	200—300 м
	Движения и размыв	
Верхний девон	1. Конгломераты с прослоями туфогенных песчаников и кремнистых туфитов	100—200 м
	2. Кремнистые сланцы горы Березовой	200—400 м
	Движения и размыв	
	3. Конгломераты с галькой кремнистых сланцев горы Березовой и граувакки	500—700 м
Нижний карбон	1. Кремнистые, углисто-кремнистые и слюдяно-кремнистые сланцы	100—200 м
	2. Филлиты	50—100 м
	3. Известняки с фауной визе	300—500 м

Из прилагаемой сводной стратиграфической таблицы видно, что наиболее древние образования, соответствующие нашей нижней толще нижней эффузивной свиты $S_2 — D_1$, имеются в разрезе Учалинского района, где они представлены базальтоидными порфиритами, диабазами и кремнистыми туфитами с фаунистически охарактеризованными известняками S_2 так называемой поляковской свиты.

В нижнем девоне мы находим полную аналогию во всех трех разрезах. Л. С. Либрович и В. С. Коптев-Дворников разделяют отложения этого возраста на две свиты: ирендыкскую и бугулыгырскую. Ирендыкская свита в Кызыло-Уртазымском районе представлена туфами и лавами альбитофиров, подстилаемыми спилитами и порфиритами; в Учалинском районе эта свита состоит, главным образом, из пироксен-плагиоклазовых и роговообманково-плагиоклазовых порфиритов, по своему петрографическому характеру тождественных нашим порфиритам верхней толщи нижней эффузивной свиты.

Бугулыгырская свита и в том и в другом районе в значительной степени сложена диабазами и спилитами с подчиненным им горизонтом яшм, отвечающими нашей верхней эффузивной свите диабазов, развитых в синклинальной складке района Васильевского рудника.

В среднем девоне наш разрез находит полную аналогию в каримовской и аратауской свитах Учалинского района, за исключением отсутствующего

Сводная стратиграфическая таблица для Миасского, Учалинского и Кызыло-Уртазымского районов

Система	Отдел	Ярус	Либрович Л. С. (Кызыло-Уртазымский край)	Коптев-Дворников В. С. (Учалинский район БашАССР)		Доброхотова Е. С. (Миасский район)
Карбон	Нижний	визе	Кизильская свита известняки			Известняки
		турне	Березовская свита Основные и кислые эффузивы, известняки и кремнистые породы. Основные и кислые эффузивы.			Филлиты Кремнистые и углисто-кремнистые сланцы
Девон	Верхний	фаменский	Зилаирская свита Туфы, с прослоями глинистых сланцев, песчаников, альбитофиров	Граувакки Кремнистые сланцы		Граувакки Кремнистые сланцы
		франский	Колтубанская свита Туфы и лавы андезитов, кремнистые сланцы, конгломераты, известняки	Плагиоклазовые порфириты, туфы и известняки		Конгломераты, брекчии и туфогенные песчаники
			Движения и размыв			
	Средний	живетский		Аратауская свита Пироксен-плагиоклазовые, кварцево-плагиоклазовые порфириты и их туфы. Диабазы		Порфириты дацитового и андезитового состава и их туфы
		эйфельский	Улутауская свита Туфы и лавы андезито-дацитово-альбитофирового состава. В верхах прослои яшм и известняков	Каримовская свита Известняки живетского яруса. Кварцевые альбитофиры, альбитофиры, их туфы, яшмы, туфогенные песчаники		Кварцевые альбитофиры, их туфы и яшмы
	Нижний		Бугулыгырская свита Яшмы, туфы, туфиты, альбитофиры и спилиты	Бугулыгырская свита Альбитофиры, диабазы и яшмы		Верхняя эффузивная свита Диабазы и их туфы
			Движения и образование интрузий			
			Ирендыкская свита Туфы и лавы альбитофиров с яшмами. Ниже спилиты и порфириты	Ирендыкская свита Пироксен-плагиоклазовые порфириты и их туфы Туфиты и туфы роговообманковых и плагиоклазовых порфиритов, известняки	Нижняя эффузивная свита верхняя толща	Пироксен-плагиоклазовые порфириты и их туфы
	Верхний			Татлембетовская свита Туфогенные песчаники с прослоями туфитов, яшм и известняков	нижняя толща	Кварцевые альбитофиры и плагиоклазовые порфириты с их туфами
Силур				Поляковская свита Базальтоидные порфириты и туфы. Диабазы, туфиты, яшмы, известняки		Диабазы и их туфы с прослоями туфитов и известняков

у нас горизонта живетских известняков. В Кызыло-Уртазымском районе те же породы андезито-дацитового и альбитофирового состава объединены Л. С. Либровичем в улутаускую свиту среднего девона.

Горизонт дацитовых лав, распространенный по всему Южному Уралу, приурочен ко второй половине среднего девона, т. е. к живетскому ярусу.

Мы повсеместно можем отметить следы размыва и складчатости в конце среднего девона, выражающиеся в несогласном налегании пород верхнего девона на нижележащие, и появление более или менее мощных толщ конгломератов брекчий и туфогенных песчаников, лежащих в основании верхнедевонских отложений.

Нашим породам верхнего девона, представленным кремнистыми сланцами и граувакками, вполне соответствуют толщи кремнистых сланцев и граувакк Учалинского района и мощные туфы зилаирской свиты Л. С. Либровича с прослоями глинистых сланцев, песчаников и альбитофиров. Разница заключается в том, что во время отложения у нас кремнистых сланцев в соседних районах продолжались эффузивные процессы, выразившиеся в появлении туфов и лав андезитов колтубанской свиты, нашедшие отражение в плагиоклазовых порфиритах нижних горизонтов верхнего девона, в Учалинском районе.

Породы карбона, представленные в Кызыло-Уртазымском районе березовской и кизильской свитами, отвечают нашим отложениям C_1. Там, так же как и в Миасском районе, развиты кремнистые сланцы и известняки турне и визе, к которым приурочены эффузивные породы, отсутствующие в нашем районе.

При общей схожести трех разобранных выше разрезов можно в них выделить следующие маркирующие горизонты, позволяющие делать сопоставления: 1) горизонт дацитовых лав, известных на Южном Урале в среднем девоне; 2) базальные конгломераты с гальками доверхнедевонских пород, маркирующих размыв после среднедевонских складкообразовательных движений, и 3) известняки с фауной визе.

III. ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ ПОРОД ЗЕЛЕНОКАМЕННОЙ ПОЛОСЫ

1. Эффузивные породы

Диабазы и диабазовые порфириты

Диабазы нашего района относятся к двум разновременным эффузивным свитам пород толщи $S_2 — D_1$.

В нижней эффузивной свите развиты более древние, сильнее метаморфизованные диабазы, залегающие среди эффузивных пород оз. Пустого и восточного склона горы Извезной, а также в змеевиках центральной антиклинали. Более молодые диабазы верхней эффузивной свиты пород D_1, петрографически почти тождественные древним, но более массивные и менее метаморфизованные, распространены в районе Васильевского рудника, между долиной р. Атлян и горой Березовой.

С этих разностей, более свежих и потому более удобных для изучения, мы и начинаем описание.

Среди *диабазов верхней эффузивной свиты* D_1 макроскопически могут быть выделены более светлые и более темные разности. Наиболее распространенным типом являются более светлоокрашенные диабазы. Это серовато-зеленые, то массивные, то в той или иной степени рассланцованные, плотные или зернистые породы. В них значительно развиты миндалины, выполненные кальцитом и хлоритом. Породы несколько раздроблены, и образовавшиеся прожилки выполнены белым карбонатом. Ширина прожилков до 0.5 мм. Темные разности топкозернистые, плотные, иногда рассланцован-

ные, серо-зеленой окраски. Большей частью они однородны, но иногда в них можно видеть участки, обогащенные то эпидотом, то хлоритом. Кроме того, в породах присутствуют миндалины, выполненные хлоритом или же эпидотом. Очень редко встречаются примазки медной зелени. Среди темных разностей встречаются породы, отличающиеся от предыдущих более крупнозернистой структурой.

Небольшим развитием в районе пользуются рассланцованные диабазы. В них наблюдаются гематитизированные и хлоритизированные участки. Эти породы сильно изменены и имеют светлозеленую окраску. Гематитизированные разности, приуроченные к полосе западного склона горы Березовой, к ее восточному краю, и связанные с зоной оруденения, макроскопически отличаются от предыдущих окраской, имеющей фиолетовый оттенок. Эти разности обладают как плотным, так и зернистым строением. Наряду с фиолетовыми участками, в них можно видеть серо-зеленые, что указывает на неравномерную гематитизацию. В рассланцованных разностях гематитизированные участки расположены по сланцеватости, а в массивных — отдельными пятнами, благодаря чему породы имеют пятнистый вид. Степень эпидотизации диабазов разная, и эпидот расположен в породах или равномерно, придавая им светлозеленоватый оттенок, или отдельными неправильными участками. Все диабазы в той или иной степени подверглись динамическим нарушениям, вследствие которых образовались трещинки, выполненные вторичными минералами. Часто встречаются прожилки кальцита, эпидота и хлорита. В полосе диабазов, к востоку от оз. Кысыкуль, породы мелкозернисты и аналогичны породам Васильевского района.

Диабазы верхней эффузивной свиты состоят из следующих минералов.

П л а г и о к л а з - а л ь б и т представлен в виде коротких брусочков и табличатых зерен размером до 0.9 мм, сложенных в простые и полисинтетические двойники. Таблички плагиоклаза иногда имеют идиоморфные очертания, но большей частью они деформированы позднейшими вторичными образованиями и первоначальную форму не сохранили. По определению на столике Федорова плагиоклаз отвечает составу № 9—2.

Э п и д о т образует отдельные высокополяризующие желтые зерна, иногда удлиненные, со спайностью параллельно удлинению. Размер зерен не превышает 0.5 мм. Кроме того, эпидот встречается в виде тонкозернистых агрегатов: $Ng - Np = 0.014 \div 0.027$),[1] $2V = -70 \div -77°$. Окраска Ng желтая или светложелтая, Np — от светложелтой до почти бесцветной.

А к т и н о л и т встречается в виде тонких игл или сноповидных сростков. Угол угасания $Ng : c = 15°$, плеохроизм от светлозеленого (Ng) до светложелтого (Np).

Х л о р и т - п е н н и н развит в виде неправильной формы листочков и мелких чешуек, имеющих иногда вытянутую форму. Плеохроизм выражен слабо от зеленого (Ng) до светлозеленого (Np). Интерференционная окраска аномальная.

С е р и ц и т развит в виде тонких бесцветных чешуек.

К в а р ц образует мелкие неправильные зерна или их скопления.

К а л ь ц и т развит в виде неправильных зерен, обладающих двойниковым строением, размером до 1.5 мм.

На основании микроскопических исследований в диабазах может быть выделено несколько разностей, отличающихся как крупностью зерен, так и степенью сохранности первоначальных структур. Среди диабазов Васильевского рудника могут быть выделены относительно крупнозернистые, среднезернистые и мелкозернистые разности, эпидотизированные и сильно окварцованные, лишенные первоначальных структур.

---

[1] Этой величине двупреломления отвечают разности с содержанием Fe_2O_3 от 5 до 10%.

Относительно более крупнозернистые диабазы, как и все остальные разности, сильно изменены и об их первоначальных структурах и минералогическом составе можно судить по реликтовым признакам, качественному и количественному составу вторичных образований. От первоначальных диабазовых структур изредка сохранились признаки идиоморфных очертаний лейст альбита. Пространства между последними выполнены аггрегатами эпидота, актинолита и хлорита, развившимися на месте пироксена.

Альбит и эпидот проросли тонкими отдельными иглами или сростками актинолита. Врастание актинолита в альбит происходит всегда с периферии его зерен, причем иногда актинолит врастает в альбит отдельными иглами, иногда же образует пучки игл и прорастает выделения полевого шпата во всю их ширину. Иглы актинолита развиваются в альбите в различных направлениях, но большею частью они расположены перпендикулярно длинной стороне его зерен. Значительно реже актинолит наблюдается в виде ростков в эпидоте. Хлорит расположен между иглами актинолита и их пучками. Наблюдаются мелкие скопления хлорита, обросшие бахромой актинолита, т. е. такие соотношения минералов, которые возникают при замещении пироксена.

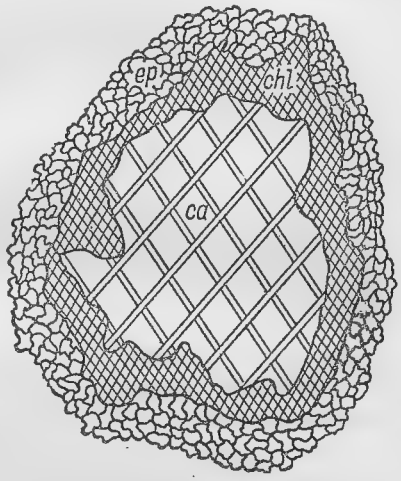
Серицит в виде мелких, тонких чешуек образуется в зернах плагиоклаза, а также рассеян в массе пород. Что касается кварца и карбоната, то они или встречаются отдельными зернами или образуют скопления. Они расположены между другими вторичными минералами и нередко выполняют прожилки и пустотки.

Распределение вторичных минералов в породах неравномерное. Это особенно относится к эпидоту, актинолиту и хлориту. В одних участках наблюдается большее обогащение эпидотом, в других — актинолитом и хлоритом, причем участки, обогащенные тем или иным минералом, имеют неправильную форму. Что касается времени образования вторичных минералов, то на основании взаимного их отношения можно сказать, что процессы альбитизации, эпидотизации и актинолитизации шли одновременно. Неравномерное распределение эпидота, актинолита и хлорита указывает, что и пропитывание растворами происходило неравномерно, в результате чего отдельные участки были наиболее обогащены гидроксилсодержащими минералами. Замещение актинолита хлоритом говорит о том, что процесс хлоритизации происходил немного позже, когда в породах образовались альбит, эпидот и актинолит.

Все породы в той или иной степени подверглись динамическим нарушениям, в результате которых образовались многочисленные трещины, выполненные вторичными минералами. Исключением являются диабазы западной полосы Васильевского рудника, в которых отсутствуют прожилки. Прожилки в диабазах не имеют ровных границ, и ширина их колеблется от 0.2 до 0.6 мм.

Более мелкозернистые и плотные разности диабазов по минералогическому составу почти аналогичны крупнозернистым; отличие их заключается в крупности зерен. Среди этих разностей встречаются сильно обогащенные эпидотом, представленным отдельными зернами и тонкозернистыми аггрегатами. Характерным для плотных разностей является еще более неравномерное распределение вторичных минералов эпидота, актинолита и хлорита. Скопления в отдельных участках этих вторичных образований в некоторых случаях выражены более резко. Миндалины пользуются в породах широким распространением. Пустотки в одних случаях выполнены кварцем, представленным одним зерном, в которое врастают иглы актинолита и зерна эпидота. Последние образуют в миндалинах вокруг кварца оторочку. В других случаях миндалины выполнены, главным образом, хлоритом, расположенным в их центральных частях. Здесь же встречаются тонкие иглы актинолита и скопления мельчайших зерен эпидота. В мелко-

зернистых разностях миндалины имеют больший размер и выполнены хлоритом и эпидотом. Хлорит расположен в центре, а эпидот ближе к периферии и представлен отдельными зернами размером до 0.3 мм (фиг. 6). С хлоритом иногда ассоциируется лимонитизированный пирит, расположенный в краевых частях миндалины в виде отдельных зерен. В случаях выполнения миндалин кальцитом и хлоритом в их центральных частях расположены скопления отдельных зерен кальцита, а хлорит образует вокруг них оторочку. Очень редко можно наблюдать миндалины, выполненные серицитом, кварцем и эпидотом. Форма их удлиненная, эллиптическая. Кварц и серицит расположены более или менее равномерно, но преобладающим является серицит, а кварц, развитый между его тонкими чешуйками и на краю пустоток, образует скопления более крупных зерен. Мелкозернистый эпидот в виде оторочки развит по границе миндалин с основной массой, распространяясь иногда и в глубь их.



Фиг. 6. Строение миндалины в диабазах.
ca — кальцит, chl — хлорит, ep — эпидот.

В плотных разностях миндалины выполнены теми же минералами, но отличаются округлой формой и меньшим размером. Нередко они выполнены эпидотом и серицитом, причем серицит расположен в центре и представлен тонкими листочками и чешуйками и окружен эпидотовой оторочкой. Последняя служит границей, отделяющей миндалину от окружающей массы. Несколько отличается характер миндалин в диабазах западной полосы. Здесь они иногда имеют неправильную форму, выполнены крупнозернистым эпидотом и небольшим количеством мелкозернистого кварца, расположенного между зернами эпидота. Среди последних иногда встречаются тонкие листочки хлорита. В более крупнозернистых диабазах этой же полосы миндалины отличаются от предыдущих округлой формой и выполнены в одних случаях крупнозернистым эпидотом, в других — эпидотом, кальцитом и кварцем, в третьих — хлоритом и кварцем, а иногда одним кальцитом. Среди них встречаются пустотки неправильной формы, выполненные эпидотом и кварцем. В окварцованных и карбонатизированных разностях диабазов миндалины большею частью состоят из одного кальцита, в некоторых же случаях с ним ассоциируется кварц. В кварцевых миндалинах более крупнозернистый кварц расположен в центре, а мелкозернистый на их периферии. Форма таких миндалин округлая.

Диабазы верхней эффузивной свиты нередко разбиты серией секущих трещин, заполненных прожилками. В одних случаях прожилки выполнены вторичным альбитом, проросшим актинолитом. Последний врастает в альбит или нормально к зальбандам прожилков или образует пучки игл, растущих в различных направлениях. В других случаях в прожилках, на ряду с большим количеством актинолита, встречаются крупные зерна эпидота, расположенные между зернами альбита и скоплениями актинолита. Здесь же встречается и хлорит, появившийся, повидимому, в результате изменения актинолита, остатки игл которого наблюдаются среди листочков хлорита. Эти прожилки имеют неровные границы, и ширина их доходит до 0.8 мм.

В более мелкозернистых разностях прожилки в одних случаях выполнены аггрегатом эпидота. На ряду с последним в них присутствует и хлорит,

развитый в виде мелких чешуек. Для плотных диабазов характерны более тонкие прожилки шириной не более 0.1 мм.

В окварцованных диабазах наблюдались прожилки гематита с кальцитом, а в диабазах западной полосы Васильевского района прожилки совершенно отсутствуют. Для диабазов характерно неодновременное заполнение прожилков; есть прожилки древние и более молодые. В первых соотношения в прожилках эпидота, актинолита и хлорита такие же, как и в основной массе, и их можно считать одновременными с моментом зеленокаменного перерождения. Что же касается прожилков, заполненных кварцем и карбонатом, то они являются более поздними.

Среди диабазов Васильевского рудника широко развиты окварцованные разности. Они характеризуются весьма незначительными признаками их первоначальных структур. Среди них выделяются разности с примесью карбоната. В окварцованных диабазах наблюдается то меньшее, то большее обогащение эпидотом. Кварц распределен в породах неравномерно и представлен или отдельными зернами или их скоплениями. Размер зерен в большинстве случаев не превышает 0.2 мм и очень редко 1 мм. Часто можно наблюдать окварцованные участки, состоящие из мелкозернистого кварца, преобладающего над другими вторичными минералами. Окварцованные диабазы содержат в основной массе среди кварца отдельные зерна карбоната.

Диабазы нижней эффузивной свиты, развитые в пределах предуральской складки и центральной антиклинали, микроскопически могут быть разделены на мелкозернистые и актинолитизированные разности. Обе группы пород сильно изменены, но мелкозернистые отличаются меньшей актинолитизацией. Минералогический состав их аналогичен составу описанных диабазов верхней свиты, но судить об их первоначальных структурах совершенно не представляется возможным. Характер пород довольно однородный, хотя распределение эпидота и актинолита неравномерное. Иногда встречаются отдельные небольшие участки, состоящие исключительно из эпидота или актинолита. Редко породы прорезаны тонкими прожилками альбита, проросшего мелкими иглами актинолита. Ширина прожилков не превышает 0.1 мм.

Общей отличительной чертой древних диабазов является сильная актинолитизация. Среди них встречаются разности мелкозернистые, крупнозернистые и сильно рассланцованные. Мелкозернистые разности актинолитизированы и состоят из сростков актинолита, между которыми расположены аггрегаты мелких зерен эпидота и альбита. Часто породы рассекают тонкие прожилки эпидота или цоизита. Относительно более крупнозернистые разности состоят из тех же минералов и отличаются от предыдущих скоплениями более длинных игл актинолита, возникших на месте вкрапленников пироксена. В них встречаются миндалины, выполненные хлоритом, и прожилки альбита шириной 1.5 мм. В прожилках между зернами альбита расположены хлорит и скопления мелких зерен эпидота. Среди этих пород встречаются сильно серицитизированные разности, в которых серицит рассеян в виде мелких чешуек и тонких листочков.

Рассланцованные разности, в которых иногда заметна микроплойчатость, содержат большое количество эпидота, актинолита, иногда серицита и кварца. Эти минералы расположены по сланцеватости в виде чередующихся полос актинолита и эпидота. В сильно рассланцованных диабазах по сланцеватости наблюдаются тонкие прослои вторичного хлоритизированного биотита. Кварц, встречающийся в породах, расположен по сланцеватости в виде цепочечных скоплений.

Диабазовые порфириты по минералогическому составу отличаются от диабазов наличием вкрапленников или пироксена или плагиоклаза. Пироксеновые диабазовые порфириты содержат остатки вкрапленников пироксена, в большей или меньшей степени замещенного актино-

литом и хлоритом. Основная масса пород аналогична диабазам, и иногда в ней присутствуют остатки пироксена, а из вторичных минералов — мелкие неправильные зерна кварца. В плагиоклазовых диабазовых порфиритах в основной массе находится немного вкрапленников вторичного альбита размером от 0.5 до 2 мм. Последний содержит вростки эпидота и иногда разбит трещинками, заполненными эпидотом, хлоритом и серицитом. Эпидот расположен или по трещинкам во вторичном альбите, или же вместе с актинолитом и хлоритом образует вокруг вкрапленников бахромчатые каймы, придающие им неровные очертания. Серицит развит в виде очень тонких чешуек, главным образом по плагиоклазу. Порфировые выделения пироксена не сохранились и замещены актинолитом и хлоритом. Таким образом, отличие пироксеновых порфиритов от плагиоклазовых заключается в качественном составе вкрапленников и присутствии в плагиоклазовых порфиритах в основной массе кальцита, а в пироксеновых — кварца.

Основная масса диабазовых порфиритов подверглась тем же изменениям. Количественное соотношение в распределении вторичных эпидота, актинолита и хлорита неодинаково. В плагиоклазовых порфиритах большим развитием пользуется процесс эпидотизации, меньшим — актинолитизации и хлоритизации. В пироксеновых же порфиритах на ряду с эпидотизацией интенсивно происходят актинолитизация и хлоритизация.

Среди диабазовых порфиритов незначительным распространением пользуются сильно рассланцованные разности, по составу не отличающиеся от описанных выше. В них также имеются миндалины, выполненные хлоритом и эпидотом и секущие прожилки. Диабазовые порфириты восточной полосы окрестностей Васильевского рудника отличаются от описанных выше большим количеством вкрапленников альбита и присутствием кальцита, выполняющего пустотки иногда вместе с хлоритом.

На основании минералогического состава, взаимоотношения вторичных минералов и характера заполнения пустот можно судить о последовательности образования вторичных минералов. Пропитывающие породы растворы вызвали процессы альбитизации, эпидотизации, серицитизации, актинолитизации, хлоритизации, окварцевания и карбонатизации. Особенно свободно и интенсивно растворы проходили по трещинам раздробления, в которых и наблюдается наибольшее скопление эпидота, актинолита, хлорита, карбоната, а иногда кварца. Такие процессы, как альбитизация, эпидотизация и актинолитизация, происходили одновременно. Что же касается хлоритизации, то этот процесс был более поздним. Самыми последними моментами метаморфизма были процессы окварцевания и карбонатизации, захватившие отдельные участки. Основываясь на составе вторичных минералов, можно сказать, что главным метаморфизующим агентом являлась вода.

Порфириты

Пироксен-плагиоклазовые порфириты в стратиграфическом разрезе нашего района встречаются дважды: во-первых, они развиты в верхней толще нижней эффузивной свиты S_2 — D_1 и, во-вторых, встречаются в среднем девоне центральной антиклинали.

Более *древние пироксен-плагиоклазовые порфириты*, относимые нами к нижнему девону и распространенные по краям долины р. Атлян, представляют зелено-серые, в той или иной степени рассланцованные среднезернистые породы, содержащие вкрапленники полевого шпата и хлоритизированного пироксена размером до 5 мм.

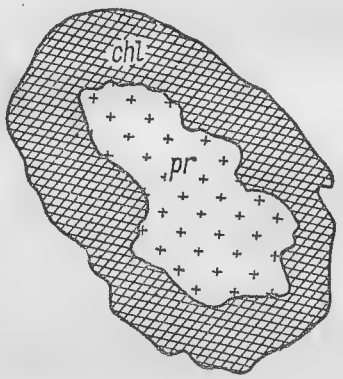
Основная масса этих пород или плотная, или мелкозернистая. Порфириты с плотной основной массой окрашены в более светлые тона. Породы сильно хлоритизированы и эпидотизированы, и хлорит часто расположен

в них по сланцеватости в виде вытянутых листочков. Среди пород встречаются разности, обогащенные пиритом, представленным лимонитизированными мелкими кубиками. Изредка в породах заметны секущие прожилки до 1.5 см шириной, заполненные эпидотом и кварцем. Кроме того, в виде небольших скоплений встречается карбонат и расплывчатые, эпидотизированные полосы и участки.

Пироксен-плагиоклазовые порфириты состоят из следующих минералов.

Плагиоклаз во вкрапленниках представлен широкими таблитчатыми, реже удлиненными зернами неправильной формы размером до 5 мм, принадлежащими вторичному альбиту состава от № 8 до № 2. В основной массе тот же альбит образует небольшого размера брусочки неправильной формы. Зерна альбита сложены в простые и редко в полисинтетические двойники.

Пироксен развит в породах чрезвычайно редко и представлен остаточными зернами, незамещенными вторичными образованиями.



Фиг. 7. Замещение пироксена хлоритом.
pr — пироксен, chl — хлорит

Эпидот встречается в виде скоплений мелких зерен, а также образует отдельные зерна неправильной формы. В большинстве случаев он бесцветен, но иногда имеет лимонножелтую окраску и принадлежит фистациту. Сила двойного лучепреломления соответствует интерференционным окраскам второго порядка.

Актинолит образует длиннопризматические зерна, иглы и их скопления, врастающие как во вкрапленники, так и в основную массу. Угол угасания Ng : c = = 17°; Ng — Np = 0.019, 2V = —72°. Плеохроизм от зеленого Ng до слабожелтозеленого Np.

Хлорит-пеннин представлен отдельными листочками и мелкими чешуйками. Плеохроизм от зеленого Ng до светлозеленого Np. Интерференционная окраска аномальная, буровато-коричневая.

Серицит встречается в виде мелких и тонких чешуек.

Пирит развит в виде отдельных зерен неправильной формы, замещенных лимонитом.

Лейкоксен образует буровато-серые неправильной формы выделения, среди основной массы породы.

Кальцит также образует отдельные зерна и скопления.

Кварц встречается изредка, в виде мелких зерен.

Пироксен-плагиоклазовые порфириты неоднородны по степени их изменения. Первоначально они состояли из вкрапленников плагиоклаза и пироксена, погруженных в основную массу, в настоящее время состоящую из мелкокристаллического альбита с примесью эпидота, серицита, актинолита и хлорита. В основной массе в большом количестве присутствуют вкрапленники вторичного альбита размером до 5 мм. Очень редко встречаются остатки вкрапленников пироксена, но зато часто наблюдаются участки, состоящие из чешуек хлорита или скоплений призмочек и тонких игл актинолита, образовавшихся на месте пироксена. Зерна, замещенные актинолитом, часто имеют с периферии оторочку хлорита, что указывает на то, что процесс замещения хлоритом начинался с периферии зерен пироксена (фиг. 7). При замещении зерна пироксена хлоритом во многих случаях замечалось присутствие оторочек эпидота, а также тонких выполненных

эпидотом трещинок, располагающихся перпендикулярно к спайности пироксена.

Вкрапленники первоначального плагиоклаза не сохранились и в настоящее время представлены или вторичным альбитом, или аггрегатами мелких зерен эпидота, проросшим чешуйками серицита, хлорита и иногда актинолита. Очертания первоначального плагиоклаза большею частью сохранили свою форму. Вторичный альбит нередко разбит рядом тонких трещин, идущих вдоль спайности или под некоторым углом к ней. Эти трещины выполнены эпидотом, хлоритом и серицитом.

Характер сложения основной массы пород стоит в связи с первичными ее структурами. В тех порфиритах, которые обладали андезитовой структурой, на месте стекла возникли тонкозернистые аггрегаты эпидота, проросшие редкими иглами актинолита, чешуйками хлорита и небольшим количеством серицита. В других породах стекло замещено преимущественно хлоритом с примесью серицита, а эпидот образует скопления мелких и крупных зерен. Среди массы эпидота и хлорита можно различить присутствие микролитов плагиоклаза. В тех порфиритах, в которых вулканическое стекло содержалось в небольшом количестве, основная масса состоит из тонких выделений плагиоклаза, проросших аггрегатами эпидота, хлорита, иглами актинолита и чешуйками серицита. В участках порфиритов, подвергшихся сильной эпидотизации, эпидот образует скопления крупных зерен, иногда располагающихся в виде метасоматических полос. Основная масса пород в некоторых случаях содержит большое количество вторичного кварца и карбоната, присутствие которых связано с привносом SiO_2 и CO_2. Кварц представлен аггрегатами мелких округлых зерен. Присутствующие в породах редкие зерна пирита местами окружены оторочкой мелких листочков хлорита.

Среди явлений метаморфизма процессы окварцевания и карбонатизации являются наиболее поздними.

Пироксен-плагиоклазовые порфириты горы Моховой внешне очень мало отличаются от древних порфиритов. Это те же зелено-серые зеленокаменные породы с плотной или мелкозернистой основной массой и вкрапленниками плагиоклаза и пироксена. Преобладают то те, то другие. В одних разностях порфиритов преимущественно развиты светлые, желтовато-зеленые вкрапленники плагиоклаза величиной до 3 мм, в других, наоборот, вкрапленников плагиоклаза почти не видно, а среди основной массы выделяются темные вкрапленники пироксена, отличающиеся в среднедевонских порфиритах свежестью, четкостью их внешних очертаний. Кроме вкрапленников, среди основной массы порфиритов иногда можно видеть редкие, округлые пустоты до 2 мм в поперечнике, выполненные серым вторичным кварцем.

Пироксен-плагиоклазовые порфириты горы Моховой состоят из плагиоклаза, пироксена и вторичных: актинолита, хлорита, эпидота, серицита, кварца и рудного минерала.

П л а г и о к л а з, как и в нижнедевонских порфиритах, замещен альбитом. Вкрапленники имеют форму вытянутых таблиц и брусочков с отчетливыми идиоморфными очертаниями, с простыми и полисинтетическими двойниками по альбитовому и реже карлсбадскому законам. Часто отдельные таблички плагиоклаза бывают собраны в скопления, срастаясь друг с другом под различными углами. В основной массе плагиоклаз имеет форму мелких лейст и неправильной формы зерен также с полисинтетическими двойниками.

Моноклинический п и р о к с е н образует во вкрапленниках крупные, до 4 мм, коротко-призматические выделения неправильной формы, принадлежащие авгиту. Минерал бесцветный или слабо зеленоватый с непостоянным углом угасания ($Ng : c$), колеблющимся от 38 до 44°. По

периферии и по трещинкам пироксен замещен актинолитом, иногда же зерна его целиком замещены аггрегатом мелкочешуйчатого хлорита.

Главное отличие среднедевонских порфиритов от древних под микроскопом заключается в их структуре. В то время как древние порфириты сильно метаморфизованы и почти не содержат признаков первичных структур, в среднепалеозойских первичные структуры сохранились.

По структуре порфириты разделяются на два типа: первый с основной массой, сохранившей признаки полнокристаллических микролититовых структур, состоит из аггрегата тонких лейст соссюритизированного плагиоклаза и мелких, неправильной формы, зерен пироксена, замещенного хлоритом и актинолитом. Из рудных минералов встречаются зерна титаномагнетита.

Второй тип, с реликтами андезитовых структур, состоит из низкопреломляющей массы чешуек пеннина, образовавшейся на месте стекла, среди которой встречаются скопления мелких зерен эпидота, кварца и рудного минерала.

Дальнейший ход изменения среднедевонских порфиритов, не будучи так глубок, как в более древних, носит те же черты зеленокаменного перерождения.

Роговообманково-плагиоклазовые порфириты, распространенные вдоль правого края долины р. Атлян, между железной дорогой и широтным болотом у Васильевского рудника, по своему характеру близки к нижнедевонским пироксен-плагиоклазовым порфиритам. От последних они отличаются значительно большим количеством вкрапленников плагиоклаза, которые в одних случаях почти целиком замещены эпидотом, в других вростки последнего содержатся в альбите в небольшом количестве и своим расположением иногда отражают зональное строение первичного плагиоклаза. Иногда порфировые выделения полевого шпата содержат небольшое количество тонких вростков эпидота и хлорита и подверглись интенсивной серицитизации. Вкрапленники роговой обманки в этих породах содержались в небольшом количестве и не сохранились. На их месте образовались листоватые или параллельные волокнистые сростки листочков хлорита с погруженными вростками карбоната. Эти минералы выполняют длиннопризматические и ромбические контуры, отвечающие продольным и поперечным срезам зерен амфибола.

К числу сохранившихся первичных минералов следует отнести тонкие призмы апатита, образующие включения в массе хлорита, возникшего на месте роговой обманки. Кроме того, апатит часто наблюдается во включениях зерен лейкоксена, характерная форма которых говорит о том, что они возникли на месте титано-магнетита. Зерна лейкоксена нередко концентрируются в краях зерен роговой обманки.

Основная масса роговообманково-плагиоклазовых порфиритов также обладала андезитовой и микролититовой структурами. Она аналогична основной массе древних пироксен-плагиоклазовых порфиритов. Отличия заключаются в отсутствии актинолита и меньшем содержании эпидота. Для роговообманково-плагиоклазовых порфиритов характерно присутствие вторичного кварца, а также миндалин, выполненных в одних случаях хлоритом и кальцитом, в других — серицитом и кварцем или эпидотом.

Кварцево-плагиоклазовые порфириты встречаются в районе горы Моховой. Они представлены серо-зелеными, часто сильно смятыми породами, с плотной основной массой и вкрапленниками плагиоклаза и кварца. Форма вкрапленников округлая до 4 мм в поперечнике. В сильно смятых разностях фенокристаллы раздавлены, и на плоскостях смятия можно видеть развитие темнозеленого хлорита, придающего породам полосчатый вид. Местами в кварцево-плагиоклазовых порфиритах можно видеть тонкие секущие, ветвящиеся прожилки альбита и кварца до 1 мм

толщиной. В состав кварцево-плагиоклазовых порфиритов входят плагиоклаз, кварц, роговая обманка, хлорит, цоизит и серицит.

Плагиоклаз во вкрапленниках образует крупные широкие таблицы и брусочки величиной до 4—6 мм, сдвойникованные по альбитовому и карлсбадскому законам. Он представлен оптически положительным альбитом № 11, сильно серицитизированным и разбитым многочисленными тонкими трещинками. В основной массе альбит имеет форму тонких лейст и неправильных зерен с двойниковым сложением.

Кварц во вкрапленниках образует округлые светлосерые, прозрачные кристаллы до 4 мм в поперечнике; в основной массе он распространен в виде многочисленных мелких зерен неправильной формы.

Роговая обманка присутствует в реликтовых формах, сохранивших длиннопризматические и игольчатые контуры амфибола, нацело замещенные хлоритом и цоизитом.

Хлорит-пеннин развит в основной массе в виде мелких неправильных зерен, обладающих прямым угасанием, а также замещает зерна амфибола.

Цоизит образует скопления мелких зерен на месте порфировых выделений роговой обманки и среди основной массы. Бесцветен, обладает аномальными тонами интерференционной окраски.

Серицит рассеян в породах в виде мелких бесцветных листочков, а кроме того, приурочен к вкрапленникам плагиоклаза.

Во вкрапленниках плагиоклаз количественно преобладает над кварцем. Вкрапленники составляют от 20 до 30% всей массы пород. Вкрапленники роговой обманки менее распространены.

Основная мелкозернистая масса кварцево-плагиоклазовых порфиритов состоит из неправильных зерен плагиоклаза того же состава, что и во вкрапленниках кварца, хлорита, цоизита и серицита. Плагиоклаз количественно преобладает над остальными минералами. Нередко видны следы коррозии вкрапленников основной массой, причем наиболее сильной коррозии подверглись вкрапленники кварца. В породах наблюдаются тонкие трещины, выполненные мелкозернистым кварцем и альбитом.

Кварцевые альбитофиры

По сравнению с другими эффузивными породами, кварцевые альбитофиры пользуются незначительным распространением.

Небольшая линза кварцевых альбитофиров встречена у юго-восточного подножия горы Извезной, где они залегают под пироксен-плагиоклазовыми порфиритами верхнего горизонта нижней свиты силуро-девона. Эти древние породы, петрографически тождественные кварцевым альбитофирам среднего девона, отличаются от них сильной рассланцованностью и присутствием бо́льшего количества хлорита. На внешний вид это — зеленовато-серые, сильно рассланцованные породы, состоящие из измененного плагиоклаза, кварца и хлорита. Они представляют полную аналогию со среднедевонскими кварцевыми альбитофирами, не содержащими вкрапленников кварца, и описаны вместе с последними.

Несколько большее развитие в нашем районе получили кварцевые альбитофиры в среднем девоне. Незначительные остатки их покровов можно видеть в отдельных выходах среди туфов кварцевых альбитофиров среднего девона и нижележащих диабазов и туфов пироксен-плагиоклазовых порфиритов, на участке между долиной р. Атлян и горой Березовой.

Эти кварцевые альбитофиры, образующие отдельные, раздробленные линзы, представляют серые, светлосерые или зеленовато-серые, тонкозернистые породы, носящие следы сильного смятия, рассланцованности

и гидротермального метаморфизма. В них присутствует много вторичных минералов. Хлорит и эпидот распределены неравномерно, образуя в рассланцованных разностях кварцевых альбитофиров желтовато-зеленые скопления неправильной формы. Вкрапленники, представленные то альбитом, то альбитом и кварцем, имеют незначительную величину (до 1 мм).

По составу вкрапленников кварцевые альбитофиры разделяются на 3 группы. В первой, наиболее распространенной, присутствуют вкрапленники альбита, во второй к ним присоединяется кварц. Третья группа афировых кварцевых альбитофиров либо совсем не содержит вкрапленников, либо они в ней чрезвычайно редки.

Кварцевые альбитофиры имеют следующий минералогический состав: плагиоклаз-альбит, кварц, биотит, апатит, магнетит или ильменит, пирит, и вторичные: серицит, хлорит, эпидот, кальцит, кварц, лейкоксен.

Плагиоклаз, принадлежащий альбиту № 10, представляет главный породообразующий минерал как вкрапленников, так и основной массы, составляя вместе с кварцем около 70% последней.

Во вкрапленниках альбит образует удлиненные идиоморфные призмы или таблички. Реже встречаются вкрапленники неправильной, округленной формы. Часто вкрапленники плагиоклаза образуют скопления из нескольких идиоморфных зерен альбита, с которыми ассоциируются также зерна апатита и замещенного лейкоксеном титанистого железняка.

Процессы вторичных изменений во вкрапленниках альбита неравномерны. Границы вкрапленников альбита с основной массой резкие, но очень часто наблюдается сильная коррозия основной массой, вследствие чего нарушается правильность формы его зерен. Вкрапленники альбита часто содержат включения идиоморфных призм апатита и многочисленных мелких зернышек магнетита, распыленных по всей массе полевошпатовых зерен.

В основной массе альбит развит в виде мелких (0.1—0.2 мм) изометричных зерен, нередко сложенных в простые и полисинтетические двойники.

Кварц во вкрапленниках встречается редко, образуя многочисленные крупные зерна, имеющие форму сильно оплавленных и округленных кристаллов. Минерал совершенно прозрачен и свободен от включений. Сильная коррозия вкрапленников кварца основной массой выражается кроме округленности форм их зерен также и в том, что, проникая по трещинкам внутрь зерна кварца, основная масса образует в нем заливообразные углубления, заполненные аггрегатом мелких зерен кварца и альбита. Вокруг вкрапленников кварца основная масса образует узкую кайму из более мелких зерен кварца и альбита. В основной массе кварц, как и альбит, образует большое количество мелких ксеноморфных зерен. Вторичный кварц развит в некоторых кварцевых альбитофирах вместе с кальцитом и эпидотом. Зерна его имеют неправильные извилистые контуры. Они часто образуют прожилки и проникают вместе с кальцитом и эпидотом в пустотки и поры среди основной массы.

Биотит встречается в основной массе некоторых кварцевых альбитофиров. Длина отдельных листочков биотита достигает 0.5—1.0 мм.

Апатит наблюдается часто в виде длинных идиоморфных призм, включенных во вкрапленниках альбита. Кроме того, в ассоциации с вкрапленниками альбита он образует редкие неправильные зерна величиною до 0.3—0.4 мм.

Магнетит в виде мелких зернышек в изобилии рассеян как в основной массе, так и во вкрапленниках альбита. В некоторых альбитофирах магнетит встречается также отдельными идиоморфными зернами величиной до 0.3 мм, обычно замещенными лимонитом.

Ильменит образует в альбитофирах многочисленные зерна не-

правильной формы, замещенные лейкоксеном. В основной массе величина зерен ильменита не превышает 0.1 мм, но в ассоциации с группами зерен альбита во вкрапленниках они достигают 0.4 мм и даже более.

Пирит встречается редко в виде идиоморфных кубиков величиной до 0.2 мм, лимонитизированных с периферии. Обычно их обволакивают чешуйки биотита и пеннина.

Серицит в виде мелких бесцветных чешуек и листочков в большом количестве распространен в основной массе кварцевых альбитофиров и во вкрапленниках альбита.

Хлорит — оптически положительный пеннин, слабо окрашенный в зеленый цвет с плеохроизмом в желто-зеленых тонах, обладает силой двойного лучепреломления $Ng - Np = 0.001$. Он распространен в большом количестве в основной массе альбитофиров, образуя листочки и чешуйки неправильной формы; также часто он встречается в трещинках пород, на границе вкрапленников с основной массой и во вкрапленниках альбита.

Эпидот, лимонножелтый с яркими тонами интерференционной окраски, образует крупные (до 0.5 мм) зерна неправильной формы, рассеянные в основной массе, особенно вблизи вкрапленников альбита. В эпидотизированных разностях альбитофиров эпидот вместе с цоизитом пропитывает всю породу сплошным тонкозернистым аггрегатом зеленоватого цвета, слабо действующим на поляризованный свет.

Кальцит встречается в альбитофирах часто, образуя крупные зерна и их скопления, по размерам превышающие величину вкрапленников альбита. Местами можно видеть, что этот минерал образуется по альбиту, замещая зерна последнего от центра к периферии. Многие зерна альбита, не вполне замещенные, сохранились лишь с периферии, тогда как их центр весь заполнен веществом кальцита. В основной массе кальцит, как и хлорит, образует отдельные зерна и пленки с неправильными извилистыми очертаниями.

Лейкоксен замещает титанистый железняк, образуясь на месте его зерен.

Породы имеют отчетливо выраженную порфировую структуру.

Кварцевые альбитофиры, лишенные вкрапленников кварца, содержат порфировые выделения альбита то отдельными зернами, то соединенными в группы по несколько различно ориентированных идиоморфных таблиц. В последнем случае среди зерен альбита распространены неправильной формы зерна апатита и титанистого железняка.

Вкрапленники альбита чаще всего свежи или слабо серицитизированы. В более измененных разностях альбит серицитизирован сильнее и часто замещен кальцитом, имеющим в породе вид крупных пятен. Граница вкрапленников с основной массой резкая, но в то же время отчетливо наблюдаются следы коррозии. Основная масса как бы разъедает зерна плагиоклазов, вследствие чего форма последних становится менее правильной. По трещинкам минералы основной массы проникают в самый центр альбитовых фенокристаллов. Основная масса на 70—75% состоит из альбита кварца и рудных зерен с примесью хлорита, серицита, эпидота и кальцита. По ее строению кварцевые альбитофиры этой группы могут быть разделены на два типа: первый, наиболее распространенный тип, приближающийся по внешнему виду к микрогранитовой структуре, состоит из изометричных мелких зерен альбита и кварца, среди которых беспорядочно располагаются мелкие чешуйки хлорита, зернышки цоизита, магнетита, ильменита и кальцита. Местами эти минералы образуют скопления. Нередко вокруг этих скоплений можно видеть образование тонкозернистой, почти не поляризующей массы зерен цоизита. Основная масса этого типа обычно сильно серицитизирована.

Другой тип основной массы отличается меньшим количеством зерен кварца и вытянутой формой выделений альбита, образующего чешуйки и мельчайшие лейсты неправильной формы, ориентированные в различных направлениях. Рудные и вторичные минералы те же, но здесь большее значение приобретает пеннин, многочисленные мелкие чешуйки которого распространены повсюду на ряду с альбитом. Часто встречаются прожилки вторичного кварца и отдельные его зерна неправильной формы.

Кварцевые альбитофиры с вкрапленниками альбита и кварца отличаются присутствием крупных фенокристаллов кварца, сильно оплавленных, с округленными очертаниями и корродированных основной массой. Величина их достигает 1 мм. Порфировые выделения альбита в этих породах не отличаются от таковых же в описанных выше разновидностях, не содержащих вкрапленников кварца. Основная масса микрогранитовой структуры состоит из изометричных зерен альбита и кварца, с преобладанием последнего. В некоторых разностях этих альбитофиров развит биотит. Он образует длинные волокна, ориентированные в направлении сланцеватости породы. Биотит встречается по трещинам основной массы и по границам вкрапленников.

По минералогическому составу основная масса отличается малым содержанием хлорита и эпидота. Титанистый железняк и анатит здесь также меньше распространены.

Кварцевые альбитофиры, не содержащие вкрапленников, или содержащие их очень мало, не отличаются от описанных. Редкие вкрапленники представлены единичными зернами альбита, иногда и кварца. Как правило, эти породы сильно эпидотизированы и содержат много хлорита и лейкоксена.

Процессы метаморфизма кварцевых альбитофиров сказываются в их серицитизации, эпидотизации, хлоритизации, окварцевании и карбонатизации.

Серицит образуется за счет альбита, покрывая сетью мелких чешуек и основную массу пород и альбитовые вкрапленники. Хлорит, образуясь в изобилии в некоторых альбитофирах, указывает на ранее существовавшее в основной массе некоторое количество темноцветных компонентов или стекла. Присутствие биотита в основной массе и обволакивание биотитом и хлоритом зерен пирита дает указание также на то, что хлорит мог образоваться за счет биотита. Эпидотизация, карбонатизация и окварцевание являются, повидимому, процессами наиболее поздними. Эпидот и карбонат произошли, вероятно, за счет привноса CaO; тот и другой минерал образует крупные зерна и их скопления, располагающиеся в основной массе и во вкрапленниках альбита без связи с первичным строением породы. В наиболее измененных разностях кальцит и эпидот в большом количестве развиваются в основной массе, причем нередко эпидот образует крупные участки.

Туфы

Туфы диабазов. Как и диабазы, эти породы в нашем районе относятся к эффузивным свитам верхнего силура и нижнего девона. Туфы обеих свит в общем одинаковы, но туфы нижней эффузивной свиты отличаются большей рассланцованностью и более сильным метаморфизмом. Они представляют плотные или тонкозернистые, серые, большею частью рассланцованные породы. Иногда в них наблюдаются стекловатые участки, расположенные по сланцеватости. Встречающиеся среди туфов темноокрашенные разности отличаются большей зернистостью и в некоторых случаях массивностью. В них иногда видны обломки плагиоклаза. В большинстве случаев породы довольно равномернозернисты и содержат редкие и мелкие кубики пирита. Породы состоят из обломочного материала и це-

мента. Обломочный материал представлен вторичным альбитом, зерна которого не превышают 0.7 мм. На месте обломков пироксена возникли сростки игл актинолита и скопления чешуек пеннина. Последний, вероятно, частично образовался за счет обломков пироксена, а частично за счет мелких пепловых частиц. Обломки альбита имеют неправильную форму. В центре они иногда сохраняют двойниковое сложение и содержат вростки чешуек серицита и игл актинолита. От главной массы обломки очень часто отделены узкой оторочкой эпидота.

Цемент диабазов тонкозернистый и состоит из мелких зерен альбита, эпидота и хлорита; иногда в нем в большом количестве встречаются зерна кальцита, достигающие 1 мм. В некоторых разностях наблюдается окварцевание, и кварц развит или в виде отдельных мелких зерен, или их скоплений. В туфах диабазов наблюдается сланцеватость, и вторичные минералы образуют полосы то кальцита, то кварца, а иногда и эпидота. В общем по своему составу породы довольно однородны.

Туфы диабазов верхней эффузивной свиты отличаются от нижележащих большей свежестью. Они также состоят из обломков и цемента. Обломки представлены зернами вторичного альбита размером до 0.5 мм, проросшими тончайшими иглами актиполита. Цемент туфов характеризуется однородностью и хорошей отсортированностью. Он состоит из эпидота, проросшего тонкими иглами актинолита. В цементе встречаются неправильные участки, состоящие из тонкочешуйчатого хлорита, возникшие, вероятно, за счет осколков вулканического стекла. Характерным для тех и других туфов является преобладание цемента над обломками.

Туфы пироксен-плагиоклазовых порфиритов широко распространены среди пород верхней толщи нижней эффузивной свиты S_2 — D_1, а также встречаются среди пироксен-плагиоклазовых порфиритов среднего девона.

Первые, распространенные в районе долины р. Атлян, представляют серые, то более темные, то более светлые породы. Рассланцованные разности обладают более светлой окраской, обусловленной присутствием большого количества вторичных минералов. В более массивных туфах эпидот и хлорит распределены отдельными участками. Массивные разности в незначительной степени подверглись пиритизации, но пирит в них нацело лимонитизирован. В зернистых туфах в одних случаях хорошо видны обломки зерен измененного плагиоклаза, в других — контуры, выполненные хлоритом, образовавшимся на месте пироксена и лапилли.

Туфы пироксен-плагиоклазовых порфиритов состоят из обломков и осколков нацело эпидотизированного и серицитизированного плагиоклаза и вторичного альбита. Табличатые зерна его, размером до 1.5 мм, иногда сохранили признаки идиоморфных очертаний. В породах, повидимому, присутствовали обломки пироксена, но они замещены мелкочешуйчатым хлоритом или кварцем, образующими участки, по форме напоминающие этот минерал. В некоторых случаях происходило замещение пироксена кальцитом и хлоритом, причем хлорит с примесью эпидота расположен в центре, а кальцит — по периферии сростков. Встречаются лапилли, состоящие из мелкочешуйчатой массы хлорита, среди которой находятся зерна эпидота. Обломочный материал распределен неравномерно, и количество его иногда преобладает над цементом.

Последний состоит, главным образом, из альбита, аггрегатов мелких зерен эпидота, проросших тонкими иглами актинолита и чешуйками серицита и хлорита. Породы иногда подвергаются окварцеванию и карбонатизации. Кварц встречается или в виде отдельных зерен или, чаще, их скоплений и образуется как в цементе, так и на месте обломков пироксена. Кальцит расположен в центре зерен пироксена отдельными пятнами или образует скопления мелких зерен.

Туфы пироксен-плагиоклазовых порфиритов среднего девона, развитые на горе Моховой, отличаются от вышеописанных присутствием большого количества зерен пироксена. Последний представлен бесцветным или слабозеленоватым авгитом с углом угасания Ng : c от 36 до 42°; Ng — Np = = 0.022÷0.023, т. е. обладает теми же свойствами, что и пироксен в пироксен-плагиоклазовых порфиритах горы Моховой. Он замещается актинолитом и хлоритом. Первый образует в нем параллельно-игольчатые сростки по трещинам спайности и по периферии, располагаясь бахромчатыми каймами вокруг зерен пироксена. Пеннин развит по пироксену и отчасти по актинолиту в виде мелких листочков и чешуек. Другое отличие в составе обломков туфов порфиритов горы Моховой заключается в содержании небольшого количества мелких зерен обыкновенной роговой обманки. Последняя обладает углами угасания Ng : c от 18 до 22° и Ng — Np = 0.023. Роговая обманка, так же как и пироксен, несколько хлоритизирована.

В остальном состав обломков этих туфов тот же, что и нижнедевонских. Количественное соотношение обломков и цемента непостоянно, но в среднем оно примерно равное. Цемент в среднедевонских туфах в большинстве случаев более плотен. Процессы метаморфизма в обоих туфах одинаковы, но в более древних развитие их более интенсивно.

Туфы плагиоклазовых порфиритов. Эти породы встречаются в нашем районе среди туфов пироксен-плагиоклазовых порфиритов и принадлежат к верхам нижней толщи нижней эффузивной свиты.

По внешнему виду это темно- и светлосерые породы, более или менее тонкозернистые, массивные или рассланцованные. Плотные разности обладают более темной окраской. Зернистые разности рассланцованы и обладают буровато-зелено-серой окраской с видимыми осколками полевого шпата и скоплениями зерен кальцита. Массивные зернистые разности этих туфов имеют ту же окраску и содержат обломки белого полевого шпата. Они состоят из обломков и цемента. Количественно цемент преобладает над обломками, и только в одном случае наблюдалась обратная картина. Обломки принадлежат альбитизированному и серицитизированному плагиоклазу и имеют неправильную угловатую форму. По размерам они не превышают 1 мм. Встречаются мелкие обломки порфиритов, которые состоят из микролитов плагиоклаза, проросшего мельчайшими зернами кварца и эпидота. Изредка наблюдаются мелкие лапилли, состоящие из мелкочешуйчатой массы пеннина с мелкими включениями эпидота. Границы обломков с цементом резкие. Цемент в одних случаях тонко-, в других мелкозернистый и состоит из альбита, проросшего большим количеством эпидота и хлорита. В тонкозернистом цементе присутствуют скопления кварца, образующего мелкие зерна, проросшие эпидотом. Характерно полное отсутствие в цементе актинолита и кальцита.

Туфы альбитофиров. Распространение этих пород невелико, они принадлежат к свите альбитофиров среднего девона и встречаются вдоль западного склона горы Березовой, образуя две самостоятельные полосы.

Среди бескварцевых разностей в подчиненном количестве встречаются туфы кварцевых альбитофиров. Как те, так и другие рассланцованы и подвергнуты интенсивным процессам метаморфизма.

Туфы бескварцевых альбитофиров имеют светлую, зеленовато-серую и серо-зеленую окраску, плотны или тонкозернисты. Изредка в них можно видеть мелкие осколки зерен плагиоклаза. Массивные разности обладают более светлой окраской и содержат охристые пустотки на месте выщелоченных кристалликов пирита.

Туфы бескварцевых альбитофиров состоят из обломков и цемента. Обломками пород являются зерна вторичного альбита, имеющие угловатую форму. Осколки альбита от цемента иногда отделяются узкой каемкой

мелкозернистого эпидота. Реже они прорастают тонкими чешуйками серицита. Цемент состоит из мелких зерен альбита, эпидота, кварца, мелких чешуек хлорита и серицита и редких тонких игл актинолита. Эти минералы распределены без всякой закономерности. Благодаря этому мы наблюдаем отдельные скопления то кварца, то эпидота или хлорита. В них иногда видны наиболее хлоритизированные участки, в которых местами имеются и скопления вторичного мелкозернистого кварца. В некоторых разностях встречаются тонкие прожилки мелкозернистого эпидота.

Туфы кварцевых альбитофиров внешне мало отличаются от туфов бескварцевых альбитофиров. Иногда они более тонко рассланцованы. Присутствие кварца в них обнаруживается под микроскопом. Породы состоят из цемента и обломков вторичного альбита вытянутой формы, с неровными границами. Иногда обломки сильно серицитизированы и сохранили лишь форму альбита. Из других обломков в большом количестве встречается кварц, представленный довольно крупными зернами неправильной, а иногда несколько округлой формы. Цементом в большинстве случаев являются мелкие зерна альбита, проросшие большим количеством мелкочешуйчатого хлорита и серицита. Последний находится в подчиненном количестве по отношению к альбиту и хлориту. Главными составными частями пород являются альбит и кварц. Туфы кварцевых альбитофиров отличаются от туфов альбитофиров большей зернистостью и наличием неправильных осколков вкрапленников кварца. В некоторых случаях кварц присутствует в значительном количестве. Мелкозернистая масса туфов кварцевых альбитофиров ничем не отличается от основной массы бескварцевых их разностей.

Из описания туфов следует, что эти породы, так же как и соответствующие им эффузивы, обладают одинаковым характером метаморфизма. Полевые шпаты в них подверглись соссюритизации и серицитизации, а обломки пироксена замещены актинолитом, хлоритом, кварцем и эпидотом. Осколки вулканического стекла и пепловые частицы перекристаллизованы и за их счет в туфах диабазов и порфиритов образуются аггрегаты хлорита и эпидота, а в туфах альбитофиров и кварцевых альбитофиров — скопления чешуек серицита. Помимо этого, породы подверглись гидротермальному метаморфизму, вызвавшему перегруппировку минерального состава. С этим, более поздним, этапом метаморфизма связано возникновение в туфах полос и участков, обогащенных эпидотом, хлоритом, вторичным кварцем и серицитом, а также появление редкой вкрапленности пирита. Эти процессы имеют место не только в туфах диабазов и порфиритов, но также в туфах кварцевых альбитофиров. При этом количество новообразований хлорита и эпидота в этих породах значительно меньше, но распределены они неравномерно и обогащают отдельные участки и полосы.

Таким образом, в туфах кварцевых альбитофиров ту часть эпидота, которая развита в небольшом количестве и равномерно рассеяна в породах, можно считать образовавшейся в результате перекристаллизации пирокластического материала. Другую же часть эпидота, слагающего обогащенные участки вместе с хлоритом, можно рассматривать как результат привноса материала, заимствованного из окружающих более основных пород. На ряду с этим во всех туфах имеются тонкие прожилки кварца и эпидота.

2. Осадочные породы

Кремнистые туфиты

Кремнистые туфиты встречаются в виде многочисленных небольших линз, (100—200 м на 50 м), зажатых среди палеозойских пород. Прослои их наблюдаются в следующих свитах: 1) в нижней эффузивной свите

$S_2 — D_1$, 2) среди альбитофиров и их туфов среднего девона (D_2), 3) среди туфо-конгломератов и песчаников верхнего девона (D_3).

Кремнистые туфиты нижнего горизонта, принадлежащие по возрасту к низам нижней эффузивной свиты $S_2 — D_1$, образуют отдельные линзы среди змеевиков горы Извезной и среди змеевикового массива центральной антиклинали в восточной части исследованного района. Те же туфиты залегают среди полосы туфов пироксен-плагиоклазовых порфиритов вдоль восточного края долины р. Атлян.

Это сильно рассланцованные, серые, буровато- или зеленовато-серые плотные породы, в которых иногда хорошо заметны следы слоистости. Окраска их зависит от количества туфогенного материала, а также обусловлена интенсивно развитыми в них процессами гематитизации и актинолитизации. Особенно сильной гематитизации и рассланцеванию подверглись кремнистые туфиты горы Извезной, имеющие коричневую окраску и тонкосланцеватое сложение, приближающие эти породы по внешнему виду к филлитам.

Кремнистые туфиты среднего девона, связанные с туфами альбитофиров западного склона горы Березовой, также сильно рассланцованы и обогащены большим количеством вулканогенного материала. В зоне оруденения Васильевского рудника они сильно метаморфизованы и гематитизированы.

Кремнистые туфиты, связанные с песчаниками и туфоконгломератами верхнего девона, отличаются от всех описанных выше светлой, серой и буровато-серой окраской, относительной массивностью, хорошо видной слоистостью и почти полным отсутствием посторонних примесей и кварцевого материала.

Туфиты нижних двух горизонтов, связанные с эффузивными породами верхнего силура и нижнего девона, сильно загрязнены примесями и содержат кремнистый материал около 35—40%. Они могут быть отнесены к первому типу туфитов.

Ко второму типу, содержащему мало примесей или почти исключительно состоящему из кремнистого материала, отнесены туфиты среднего и верхнего девона, т. е. связанные с туфами альбитофиров и с туфогенными песчаниками и конгломератами.

В структурных отношениях туфиты обеих групп совершенно тождественны. Наблюдается некоторая неоднородность в величине зерна, присутствие в некоторых разностях более крупных зерен актинолита, плагиоклаза или кварца. За счет примесей вулканического материала в кремнистых туфитах образуются следующие вторичные минералы: актинолит, биотит, эпидот, хлорит, кальцит, серицит, альбит.

Кремнистые туфиты первого типа содержат большое количество вулканогенных примесей и имеют под микроскопом следующий минералогический состав: кварц, актинолит, биотит, эпидот, серицит, хлорит, магнетит, гематит, изредка альбит и карбонат.

К в а р ц образует мельчайшие неправильной формы или округлые зерна. Максимальный размер их не превышает 0.2 мм.

А к т и н о л и т в мелких выделениях обычно образует тонкие иглы, а в более крупных приобретает призматический габитус; размер призм достигает 0.6—0.7 мм. Он окрашен в светлозеленый цвет с плеохроизмом от зеленого (Ng) до зеленоватого (Np); угол угасания $Ng : c = 15°$.

Б и о т и т распространен в виде вытянутых чешуек, окрашенных в желтовато-коричневый цвет с максимальным размером 0.6—0.8 мм. Плеохроизм ясно выражен от Np светложелтовато-коричневого до Ng темножелтовато-коричневого.

Э п и д о т развит в виде неправильных зерен, близких к округлой форме. Размер их колеблется от мельчайших до 0.2—0.3 мм. Большей

частью окраска плохо различима, но местами зерна слабо окрашены в желтоватый цвет.

Серицит образует мельчайшие чешуйки.

Пеннин встречается в виде тонких зеленоватых чешуек размерами от мельчайших до 0.2—0.3 мм. Плеохроизм в них выражен слабо от желтого (Np) до желтовато-зеленого (Ng).

Магнетит образует скопления мелкорассеянных зерен.

Гематит наблюдается в виде мелкорассеянной пыли, просвечивающей в буроватых тонах.

Альбит встречается очень редко и представлен обломками зерен размером до 0.5—0.6 мм. Изредка заметны тонкие полисинтетические двойники. Показатель преломления ниже канадского бальзама.

Карбонат представлен в форме неправильных или, реже, округлых зерен с высоким рельефом.

Структура туфитов этого типа мелкозернистая, местами почти тонкозернистая, представляющая плотный аггрегат мельчайших округлых зерен кварца с примесью игл актинолита, чешуек биотита, хлорита и серицита, зерен эпидота и обычно достаточно большого количества точечных выделений руды. Вторичные минералы часто располагаются скоплениями или полосами, что придает структуре пород неоднородность. Иногда вторичные минералы образуют полосы, идущие по слоистости, или сплошные поля. Впечатление неоднородности еще усиливается при наличии часто встречающихся обломков кварца, иногда альбита, эпидота или биотита среди равномернозернистой массы кварца. Размер этих обломков колеблется от 0.2 до 0.8 мм, что в 10—20 раз превышает величину мелких зерен главной массы породы. Некоторые скопления зерен кварца при детальном рассмотрении оказываются перекристаллизованными скелетами радиолярий. Центральные части радиолярий, по сравнению с периферическими, являются выполненными то более крупными, то, наоборот, более мелкими зернами кварца.

При одном николе иногда удается рассмотреть шипы, образующие лучистые, бесцветные скопления игл вокруг остатков радиолярий. В участках кремнистых туфитов, особенно сильно обогащенных темноцветными минералами, как правило, почти не наблюдается остатков радиолярий. Последние обычно сохраняются среди более или менее однородного кремнистого материала.

Обломки альбита в туфитах редки и всегда располагаются отдельными зернами. Чешуйчатые и пластинчатые минералы чаще образуют совместные скопления. Лучистые сростки или удлиненные волокна актинолита ассоциируются с длинными чешуйками биотита. Местами листочки биотита образуют типичные псевдоморфозы по лучистым скоплениям актинолита, что, бесспорно, указывает на более позднее появление биотита. Эпидот, и в особенности хлорит, часто образуют оторочки вокруг таких псевдоморфоз биотита. Повидимому, последний в свою очередь подвергался замещению хлоритом. Гематит, пропитывающий мелкой пылью всю массу породы, иногда настолько увеличивается в количестве, что позволяет выделить среди туфитов группу гематитизированных кремнистых туфитов, развитых, как уже указывалось выше, на горе Извезной и вдоль западного подножия горы Березовой. В этих породах содержание гематита достигает 30—40% всей массы породы. В некоторых линзах туфитов наблюдается развитие процесса карбонатизации в виде отдельных неправильных зерен карбоната и их скоплений.

Для кремнистых туфитов обеих групп характерно большое развитие трещинок раздробления, заполненных кварцевым материалом. Ширина их редко превышает 0.2—0.3 мм. Они заполнены округлыми кварцевыми зернами обычно волнистоугасающими и, как правило, укрупняющимися

к центру. Границы прожилков резкие, но часто основная кварцевая масса вблизи них перекристаллизована и приобретает более крупнозернистый характер. Часто по границе прожилков и основной массы можно наблюдать скопления чешуек серицита, который участками сплошь заполняет свободное пространство в трещинках. Изредка наблюдаются мельчайшие скопления чешуек хлорита. Все кварцевые прожилки вытянуты по сланцеватости пород. Трещинки, выполненные кварцем, по всей вероятности, возникли вследствие тектонических нарушений.

Из других разновидностей кремнистых туфитов можно указать на актинолитовые разности, почти совершенно не содержащие других примесей. Эти туфиты, встречающиеся редко, состоят из кварца и актинолита. Кварцевая масса имеет обычно равномерно мелкозернистое, гранобластическое строение. Иглы актинолита прорастают ее в разнообразных направлениях и изредка приобретают ориентированное расположение, согласное сланцеватости пород.

Кремнистые туфиты второго типа характеризуются меньшим количеством примесей и имеют то же строение и минералогический состав, отличающийся от описанного количественно. Субстратом в них является однородная, тонкозернистая кремнистая масса с большим количеством остатков радиолярий, с многочисленными трещинками, заполненными кварцем. Примеси образуют незначительные скопления, а чаще довольно равномерно рассеяны, составляя не более 20—30% пород. Гематитовые разности, встречающиеся среди туфов альбитофиров на западном склоне горы Березовой, содержат до 60% гематита. Строение этих пород не отличается от гематитовых разностей, описанных в первой группе.

В общем, кремнистые туфиты второго типа повторяют все характерные особенности строения и состава описанных выше кремнистых туфитов первой группы, отличаясь от них только однородностью минералогического состава.

Кремнистые сланцы D_3

Кремнистые сланцы, слагающие гору Березовую, представляют плотные, часто сливные, рассланцованные, разнообразно окрашенные породы преимущественно серой, белой и буровато-серой окраски. Вследствие различных примесей среди них встречаются черные, зеленоватые и розовые кремнистые сланцы. Последний оттенок окраски обусловлен присутствием гематита.

Микроскопически сланцы чрезвычайно близки к кремнистым туфитам и отличаются от них почти полным отсутствием вторичных минералов. Они состоят из тонкозернистого кремнистого материала, среди которого рассеяно большое количество остатков радиолярий эллипсоидальной формы. Во многих кремнистых сланцах зерна кварца слабо вытянуты в одном направлении, вследствие чего в их строении появляется некоторая полосчатость. Еще более отчетливая полосчатость, обусловленная неравномерной насыщенностью туфогенным материалом, выражается в тонком чередовании слоев кремнистого материала с сильно обогащенным серицитом. Те и другие слои, чередуясь, обтекают эллипсоидальные остатки радиолярий и плотно их обволакивают.

Конгломераты и брекчии D_3

Конгломераты и брекчии по внешнему виду могут быть разделены на несколько типов. Одни из них обладают зелено-серой окраской и распространены в северной и средней частях полосы их развития. На юге района они встречены в небольших обрывках. Среди них могут быть выделены массивные и рассланцованные разности, из которых последние пользуются большим распространением. Конгломераты и брекчии состоят из цемента

и обломков. В обломках присутствуют диабазы, пироксен-плагиоклазовые порфириты, альбитофиры, туфы, кремнистые туфиты, известняки, плагиограниты, грано-диориты, кварцевые диориты, диориты, диорит-порфириты и габбро. Цемент в одних случаях мелкозернистый, в других грубозернистый. Массивные разности отличаются присутствием мельчайших кубиков пирита. Гальки и обломки имеют размер от 1 до 10 см, неправильную, а иногда окатанную форму и распределены в породах беспорядочно. Степень окатанности незначительная.

Ко второй группе конгломератов и брекчий относятся породы, сложенные грубозернистым материалом. Состав обломков их тот же; отличие заключается в преобладании обломков над цементом. Эти породы в той или иной степени рассланцованы, а иногда раздроблены. В составе их наблюдаются обломки. В виду того, что в крупнообломочном материале мы имеем представителей как эффузивных, так и интрузивных пород, известных нам в районе в коренном залегании, ниже мы даем для них лишь краткую характеристику.

Диабазы в обломках, соответствующие диабазам окрестностей Васильевского рудника, состоят из вторичного альбита № 8, эпидота, актинолита, клинохлора, серицита, кварца, кальцита и лейкоксена. Породы сильно изменены и об их первоначальных диабазовых структурах и составе можно судить по неориентированно расположенным лейстам вторичного альбита, между которыми неравномерно распределены скопления актинолита и хлорита, развившиеся на месте первичного пироксена. Признаками эффузивного характера обломков являются миндалины, выполненные альбитом, хлоритом, кварцем и кальцитом (фиг. 8). В остальном они не отличаются от среднедевонских диабазов Васильевского рудника.

Фиг. 8. Строение миндалины в обломках диабазов.

pl — плагиоклаз, q — кварц, ep — эпидот, act — актинолит.

Обломки пироксен-плагиоклазовых порфиритов сильно изменены и сложены мелкозернистой основной массой альбита, эпидота, актинолита, хлорита, серицита, в которую погружены вкрапленники вторичного альбита и пироксена. При этом последний всегда в большей или меньшей степени замещен актинолитом и хлоритом.

Обломки альбитофиров состоят из альбита, небольших листочков и чешуек биотита, эпидота, актинолита, пеннина, серицита, кальцита, кварца, ильменита, перешедшего в лейкоксен. При исследовании под микроскопом актинолит обнаружил следующие свойства: $Ng : c = 16°$; $Ng - Np = 0.021$, $2V = (-)67°$. Вкрапленники занимают около 30—35% и имеют иногда идиоморфные очертания. Большей же частью форма их неправильная, обусловленная воздействием на них вторичных минералов. Количество альбита во вкрапленниках и основной массе составляет около 90%. Форма обломков неправильная.

Кремнистые туфиты обломков состоят из тонкозернистой массы кварца, среди которого в небольших количествах присутствуют мельчайшие зерна вторичного альбита, эпидота, тонкие чешуйки хлорита и серицита, а иногда мелкие зерна кальцита и редкие выделения магнетита. Иногда в пределах обломков наблюдаются прожилки (до 0.2 мм) хлорита и эпидота или кварца. По периферии прожилков иногда образуется тонкая оторочка, состоящая из мелкозернистого эпидота. Помимо кремнистых

туфитов в обломках встречаются типичные туфиты и туфы пироксен-плагиоклазовых порфиритов, но количество их сравнительно с обломками других пород невелико.

Обломки известняков не пользуются в конгломератах большим развитием. При этом наблюдается, что в краевых частях обломки подвергаются деформации и перекристаллизации, в связи с чем за счет более крупных зерен кальцита возникают мелкозернистые аггрегаты.

Из других осадочных пород встречаются обломки туфогенных песчаников, содержащих небольшое количество карбоната, причем характерно, что они присутствуют вместе с обломками известняков.

Среди обломков интрузивных пород встречаются все породы девонских интрузий. Очень интересным является присутствие небольших галек хлоритовой породы. Они состоят из плотной листоватой массы пеннина, среди которой встречаются скопления эпидота и довольно крупные (до 1 мм) трещиноватые зерна хромовой шпинели. Трещинки в последней также выполнены хлоритом. Судить о первоначальном субстрате хлоритовой породы не представляется возможным. Форма обломков неправильная, а размеры достигают до 8 мм. Помимо этого, осколки хромовой шпинели в редких случаях встречаются в цементе конгломератов. Они всегда имеют небольшую хлоритовую оторочку.

Обломки габбро. Габбро в обломках встречаются сравнительно редко, но значительно в большем количестве они констатированы в выходах конгломератов, севернее нашего района, у подножья Таловских гор. Там они представлены роговообманковыми габбро, аналогичными тем, которые в виде даек прорезают змеевики Таловских гор. В составе роговообманковых габбро констатированы пироксен, роговая обманка и плагиоклаз. В породах широко развиты процессы соссюритизации, актинолитизации и хлоритизации. Структура пород в одних случаях была габбровая, в других — офитовая. Обломки габбро нашего района имеют небольшие размеры и представлены соссюритизированными разностями, содержащими остатки пироксена.

Значительно более широко распространены обломки диоритов. Они представлены как мелко, так и среднезернистыми разностями, сходными с породами Атлянского массива.

Иногда в конгломератах встречаются обломки кварцевых диоритов, состоящих из соссюритизированного плагиоклаза, роговой обманки, кварца, представленного крупными неправильными зернами, и титанистого железняка, замещенного лейкоксеном. В некоторых кварцевых диоритах плагиоклаз целиком замещен серицитом.

Обломки диорит-порфиритов состоят из вкрапленников альбита состава № 8 и роговой обманки. Основная масса представлена мелкими зернами вторичного альбита, эпидота и актинолита, развитого в виде игл, пучковидных и сноповидных скоплений, хлорита, небольшого количества серицита, кварца и магнетита. Обломки диорит-порфиритов не отличаются от диорит-порфиритов, развитых в дайках.

Обломки грано-диоритов встречены в небольшом количестве в характерной ассоциации с плагио-гранитами. Грано-диориты состоят из плагиоклаза, микроклина, кварца с небольшой примесью роговой обманки и биотита. Плагиоклаз превращен во вторичный альбит, содержащий в центральных частях вростки серицита и эпидота. Размер зерен плагиоклаза колеблется от 0.5 до 1 мм. Судя по хорошо сохранившимся структурам, первым кристаллизовался плагиоклаз, идиоморфные выделения которого местами сцементированы крупными зернами решетчатого микроклина, содержащего в некоторых случаях небольшое количество пертитовых вростков. Еще позже произошло выделение кварца, заполняющего промежутки между выделениями плагиоклаза и слегка корродирующего

микроклин. Роговая обманка, плеохроирующая в коричневато-зеленых тонах, и биотит образуют в микроклине редкие вростки. При позднейших процессах амфибол подвергается частичному обесцвечиванию с образованием актинолита, а на месте биотита возникает пеннин с включениями неправильных зерен эпидота. Породы прорезаны тонкими прожилками кальцита, не выходящими за пределы обломков. Обломки микроклина встречались также и в зернистом цементе.

Обломки плагиогранитов состоят из альбита с идиоморфными очертаниями. Они сложены в простые, но чаще полисинтетические двойники. Кварц в виде неправильных выделений расположен между зернами плагиоклаза. Кроме того, имеются микропегматитовые сростки альбита и кварца. В небольшом количестве присутствуют неправильные листочки хлорита, образовавшегося по биотиту, и расположенные между зернами плагиоклаза и кварца. В хлорите имеются включения циркона с плеохроичными ореолами. К вторичным процессам, развитым в плагиогранитах, относятся эпидотизация и хлоритизация (фиг. 9). Обломки прорезаны тонкими трещинками, по которым наблюдается отложение мелкозернистого эпидота.

По количеству обломки в конгломератах преобладают над цементом. Качественный состав обломков в породах, взятых из различных точек полосы развития конгломератов, неодинаков. В одних выходах преобладают диориты, в других — альбитофиры. В меньшем количестве встречаются конгломераты и брекчии с материалом альбитофиров. На ряду с этим мы имеем разности, в которых диориты и альбитофиры встречаются совместно. Обломки диабазов в одних случаях преобладают над другими или в небольшом количестве примешаны к диоритовому или альбитофировому материалу, или, наконец, могут отсутствовать. На ряду с этим существуют конгломераты, состоящие из альбитофиров, или диабазов, или плагиогранитов. Обломки осадочных пород, туфитов, известняков и других встречаются преимущественно с диабазами и альбитофирами. Такой неустойчивый, меняющийся состав конгломератов и брекчий повидимому, стоит, в связи с их базальным характером.

Фиг. 9. Замещение биотита хлоритом.
bt — биотит, chl — хлорит

Количество цемента в породах небольшое и иногда он отсутствует. Состав мелкообломочного цемента обнаруживает ясную зависимость от состава обломков. При этом иногда трудно провести границу между обломками и цементом, так как последний состоит не только из осколков минералов, но и из очень мелких остроугольных обломков пород. В конгломератах с преобладанием альбитофирового и плагиогранитного материала цемент состоит из осколков кварца и альбита. В тех разностях, где присутствуют обломки диоритов, в цементе наблюдаются осколки роговой обманки и больших зерен плагиоклаза.

Цемент пород носит ясные признаки метаморфизма. Они сказываются в появлении аггрегатов эпидота, прорастающих мелко истертые обломки. В тех породах, где содержится обломочный материал диабазов и порфиритов, в цементе появляются новообразования актинолита и хлорита. При этом иногда хорошо заметно, что мелкие обломки диабазов подвергаются раздавливанию, теряют резкость границ и замещаются хлоритом. Хлоритизированные участки иногда содержат небольшое количество кварца. Обломки известняков также подвергаются смятию и перекристаллизации. Зернистые аггрегаты перемещенного карбоната оказываются проросшими хлоритом. Границы между обломками и цементом являются резкими. Вдоль них иногда концентрируются оторочки эпидота и хлорита, при этом листоч-

ки последнего нарастают перпендикулярно границам обломков. Иногда хлорит и эпидот по трещинкам проникают в осколки минералов. Таким образом, цемент конгломератов и брекчий подвергся метаморфизму, который не выходит за рамки обычных превращений в зеленокаменных породах. Метаморфические явления в обломках интрузивных пород (эпидотизация, серицитизация, карбонатизация) ограничены только контурами обломков и никакой связи с изменениями цемента конгломератов не имеют. Иногда расположенные рядом обломки одной и той же породы имеют совершенно иные типы превращений. Например, в одном из обломков диорита плагиоклаз альбитизирован, в другом целиком серицитизирован. Такие явления, а также существование прожилков вторичных минералов, не выходящих за пределы осколков, говорят о том, что метаморфизм интрузивных пород происходил до размыва и его надо поставить в цепь автометаморфических явлений. Это же заключение в отношении времени метаморфизма обломков справедливо также и по отношению эффузивных и осадочных пород.

Конгломераты и брекчии, образующие отдельные выходы среди полосы граувакк, расположенной у подножья горы Березовой, несколько отличаются от описанных ранее аналогичных пород. Отличие их заключается в отсутствии обломков интрузивных пород, хотя последние встречены к югу за пределами района и принадлежат диоритам, кварцевым диоритам и роговообманковым габбро. В конгломератах восточного подножия горы Березовой преобладают обломки пироксен-плагиоклазовых порфиритов и их стекол и роговообманково-плагиоклазовых порфиритов. Меньшим развитием здесь пользуются обломки диабазов и альбитофиров. Также редко встречаются обломки известняка, значительно меньшие по размерам. Признаки гидротермального метаморфизма в них выражены гораздо слабее и такие процессы как окварцевание, карбонатизация и хлоритизация в этих конгломератах развиты незначительно.

Граувакки

Граувакки разделяются на тонкозернистые, мелкозернистые, среднезернистые и грубозернистые. Тонкозернистые разности представляют плотные, большей частью рассланцованные буровато-серые породы. В мелкозернистых разностях невооруженным глазом можно различить обломки измененного полевого шпата и иногда пироксена. В грубо- и среднезернистых граувакках, на ряду с обломками плагиоклаза и пироксена, видны обломки темносерых кремнистых и эффузивных пород. Величина обломков в грубозернистых граувакках не превышает 1 см.

В сильно рассланцованных граувакках обломки часто располагаются по сланцеватости и имеют вытянутую форму. Породы состоят из обломков эффузивных пород, зерен отдельных минералов и цемента. От конгломератов они отличаются почти полным отсутствием в обломках интрузивных пород и меньшим размером обломков.

Обломки состоят из пироксен-плагиоклазовых порфиритов, стекол эффузивных пород, кремнистых туфитов, известняков и редко микрогаббро. К обломкам отдельных минералов относятся зерна пироксена, плагиоклаза, кварца и лейкоксена.

Цементом граувакк является тонкозернистая масса, состоящая из чешуек хлорита, серицита, кальцита, игл актинолита и мельчайших зерен альбита, а иногда и кварца. Обломки эффузивных пород сильно эпидотизированы, хлоритизированы и серицитизированы. Обломки кремнистых пород представлены мелкозернистым кварцем, пророшим серицитом и хлоритом. Обломки плагиоклаза встречаются в граувакках в большом количестве. Они имеют неправильные очертания и проросли тонкими че-

шуйками серицита, а иногда редкими иглами актинолита. Осколки зерен пироксена также имеют неправильные ограничения и иногда нацело замещены хлоритом. Границы обломков с цементом резки и вокруг них образуется узкая кайма тонкозернистого эпидота. Количество обломков преобладает над цементом.

В породах иногда наблюдаются прожилки, состоящие из кварца и карбоната. Они имеют неровные границы, отделены оторочкой мелкозернистого эпидота. В небольшом количестве в граувакках присутствует магнетит, развитый в виде рассеянных зерен, ассоциирующихся с хлоритом.

3. Интрузивные породы

Серпентинизированные перидотиты

Эти породы встречаются среди змеевиков, образуя в них небольшие выходы вблизи железной дороги, между ст. Сыростан и Сыростанской железнодорожной петлей, на горе Извезной и в 1.5 км к юго-западу от оз. Кысыкуль. Они были детально описаны Б. П. Кротовым (1915).

По внешнему виду и территориально эти породы разделяются на два типа: зеленовато-серые, рассланцованные породы с большим количеством серебристо-серых чешуек хлорита, распространенные вблизи железной дороги к западу от полосы диабазов оз. Пустого, и темносерые, почти черные массивные перидотиты, встреченные на горе Извезной и около интрузивных тел габбро в 1.5 км к юго-западу от оз. Кысыкуль. Породы первого типа состоят из серпентина, оливина, пироксена, хлорита и магнетита.

Оливин образует многочисленные зерна округлой или неправильной формы, сильно раздробленные трещинами. Он оптически отрицателен и бесцветен. По оптическим свойствам может быть отнесен к разностям с содержанием 23% Fe_2SiO_4.

Диаллаг, также сильно раздробленный, образует зерна неправильной формы с хорошо выраженной тонкой спайностью по (110). Обладает слабокоричневой окраской, без плеохроизма, с оптической ориентировкой $Ng : c = 44°$.

Тонкочешуйчатый, или игольчатый антигорит выполняет промежутки между зернами оливина и пироксена.

Хлорит представлен пеннином с аномально-низкими, серо-бурыми тонами интерференционной окраски. Образует крупные волокна и листочки, вытянутые в направлении сланцеватости пород.

Вторичный магнетит развит в виде мелких округлых зерен и скоплений, главным образом в периферических частях зерен пироксена, а также между волокнами хлорита.

Главную массу пород составляет серпентин, представленный по номенклатуре Б. П. Кротова игольчато-брусотчатой разновидностью антигорита, образующего в породах участки различной структуры: местами наблюдается решетчатое расположение брусочков антигорита, местами чешуйчатое, местами же бахромчато-игольчатое. Из первичных минералов в массе серпентина присутствуют сильно корродированные последним зерна оливина и пироксена, причем оливин часто образует округлые зерна внутри зерна пироксена. Повидимому, оливин начал кристаллизоваться несколько раньше. Периферические части зерен пироксена обильно пропитаны мелкими и округлыми зернами магнетита, образующими подобие каймы. Сильное давление, в результате которого были раздавлены зерна пироксена и оливина, также обусловило образование многочисленных мелких трещинок в направлении сланцеватости пород. Эти трещинки выполнены крупными листочками и волокнами бесцветного пеннина, достигающими 5 мм в длину. Отдельные волоконца пеннина нередко встречаются

в зернах оливина, видимо замещая серпентин, а также среди участков последнего.

Темносерые, массивные *серпентинизированные перидотиты* состоят из зеленовато-черных зерен пироксена, величиной от 2 мм до 4 см в поперечнике, с блестящими плоскостями спайности и плотной, черной массы змеевика. На горе Извезной эти породы раздроблены большим количеством секущих прожилков, выполненных длинными шелковистыми волокнами метаксита. Они менее богаты оливином, нацело замещенным серпентином. Антигорит широко развит и встречается в виде тонких игл и чешуек, а иногда небольших коротких брусочков. Они образуют значительных размеров скопления, которые имеют спутанно-решетчатое строение.

Пироксен развит в породах в виде коротко-призматических бесцветных зерен и принадлежит диаллагу с углом угасания $Ng : c = 43°$.

Магнетит пользуется широким распространением и представлен отдельными рассеянными зернами или их скоплениями.

Главную массу пород слагает антигорит, чаще всего образующий решетчатую структуру. Нередко наблюдаются участки чешуйчато-брусотчатого антигорита и те бахромчатые игольчатые его формы, которые Б. П. Кротов относит к образованиям начальных моментов процесса серпентинизации. Нередки пучки радиально-лучистого игольчатого антигорита, среди брусотчатого. На месте некоторых замещенных зерен пироксена антигорит образует параллельно волокнистые участки, наподобие тех, которые Б. П. Кротов относит к решетчатой структуре с прямоугольной формой петель. Эти участки обычно очень слабо поляризуют. Пироксен, в виде неправильных зерен рассеянный в массе оливина, представлен диаллагом с отчетливой диаллагоновой отдельностью. При серпентинизации выделяется значительное количество вторичного магнетита, мелкие зерна которого располагаются преимущественно вокруг зерен пироксена или в центральных частях хризотиловых шнуров. Вероятно эти трещины образовались между отдельными зернами серпентинизированных минералов.

Между горой Извезной и оз. Кысыкуль, вблизи интрузивных тел габбро, встречаются серпентинизированные перидотиты того же типа, но отличающиеся от вышеописанных присутствием хризотила вместо антигорита.

Первоначально это были перидотиты с панидиоморфнозернистой структурой, т. е. с одинаково неправильной формой зерен как оливина, так и пироксена. Позднее весь оливин подвергся интенсивной серпентинизации с возникновением петельчатой структуры и с островками сохранившихся округлых участков оливина среди хризотила. Среди серпентина располагаются зерна пироксена. Повсюду обильно развит тонкозернистый вторичный магнетит. В этих породах наблюдаются светлозеленые зернистые эпидотизированные участки, состоящие из зерен величиной около 1 мм в поперечнике, окрашенные в зеленые оттенки разной интенсивности. Под микроскопом они оказались тем же серпентинизированным перидотитом, но эпидотизированным. В них диаллаг нередко окружен бахромчатой каемкой иголок актинолита. Остатков оливина нет. Все пространство между зернами пироксена выполнено мелковолокнистым хризотилом с петельчатой структурой, причем хризотил разбит трещинами на участки и в центральных их частях серпентин замещен цоизитом, образующим мелкозернистый, аггрегат почти неполяризующих зерен. Цоизит развит также в трещинках, где он ассоциируется со вторичным магнетитом. Он же в виде прозрачных идиоморфных кристалликов выполняет стенки многочисленных пустоток, образуя пучки длиннопризматических кристалликов.

Змеевики

Змеевики зеленокаменной полосы можно разделить на две большие группы: 1) хризотиловые и 2) антигоритовые.

Хризотиловые змеевики развиты в массиве центральной антиклинали, в окрестностях оз. Кысыкуль и на горе Извезной, антигоритовые — слагают весь змеевиковый массив предуральской складки, к югу от железной дороги, и встречаются также на горе Извезной и в узкой полосе змеевиков, тянущейся севернее железной дороги, вдоль западного края полосы диабазов оз. Пустого. Небольшие линзы змеевиков синклинальной складки Васильевского рудника представлены то хризотиловыми, то антигоритовыми разностями.

Змеевики хризотил-антигоритовые встречены нами в выходах на горе Сухой Лог, к северу от Атлянского диоритового массива.

Змеевики хризотиловые. На внешний вид это довольно однородные, плотные породы, различных оттенков зеленого цвета, от светло-зеленых до почти черных. В них заметны блестящие, спайные плоскости серпентинизированного пироксена и мельчайшие зернышки рудного минерала. Породы эти то массивны, то рассланцованы и смяты, легко колются на остроугольные, неправильной формы, обломки с раковистым изломом и жирным, матовым блеском на свежей поверхности излома.

Обычно они разбиты тонкими секущими трещинами, выполненными прожилками яркозеленого метаксита.

Они состоят из хризотила, бастита, хлорита, карбоната, хромита и магнетита.

Хризотил образует скопления волокон с волнистым угасанием, часто имеющих форму шнуров. Тонкие, параллельно сросшиеся волокна хризотила располагаются перпендикулярно длине шнура. Шнуры сплетаются и пересекаются под разными углами, образуя петельчатую структуру. Минерал имеет слабозеленоватую окраску, оптически положителен, с прямым угасанием и силой двойного лучепреломления $Ng - Np = 0.011$.

Бастит, замещая короткопризматические зерна пироксена, образует участки неправильной формы, состоящие из тонких, параллельных волокон. Бесцветен, имеет хорошо выраженную спайность по (010). Средний показатель преломления его несколько выше, чем у хризотила; $Ng - Np = 0.011$; угасание прямое, оптический знак отрицательный, характер главной зоны положительный.

Хлорит представлен пеннином в виде мелких листочков, со слабым плеохроизмом от желтовато-зеленого до зеленого цветов. Спайность по (001) выражена слабо, сила двойного лучепреломления $Ng - Np$ 0.001 (светлые буровато-серые, реже индигово-синие аномальные интерференционные цвета); угасание прямое, оптический знак то положительный, при очень незначительной величине угла оптических осей, то отрицательный.

Карбонат — брейнерит встречается в отдельных участках змеевиков, главным образом в массиве центральной антиклинали. Он образует неправильные бесцветные зерна.

Хромит встречается изредка в виде мелких зерен и неправильных вытянутой формы скоплений.

Магнетит образует многочисленные мелкие зерна и скопления, а также отлагается в мелких трещинках, образовавшихся на месте промежутков между зернами первичных минералов.

В главной массе эти змеевики состоят из волокнистого хризотила в виде простых и сложных шнуров с петельчатой структурой, в петлях сети развит низкопреломляющий тонковолокнистый хризотил. Среди массы хризотила выделяются неправильные, корродированные хризотилом выделения параллельно волокнистого бастита, образующего псевдоморфозы по пирок-

сену. Эти участки обычно с периферии окружены каемкой хлорита (пеннина) и пронизаны тонкими, секущими прожилками хризотила. Листочки хлорита нередко рассеяны в массе хризотила, как бы замещая последний. Иногда видны мелкие и крупные скопления высокопреломляющего брейнерита и магнетита. Последний обычно выполняет трещины между участками хризотила. Иногда встречается хромит. Обычно он образует редкие и мелкие зерна, с буровато-черной окраской в отраженном свете. На горе Извезной среди хризотиловых змеевиков были встречены разности, богатые мелкозернистым хромитом. Первоначально породы представляли богатый оливином перидотит.

Продукты серпентинизирующих растворов проникали в породу по трещинкам, вследствие чего происходило постепенное замещение серпентином оливина и пироксена. При этом из молекулы оливина и пироксена выделялись окислы железа, обусловившие появление магнетита, отлагавшегося по трещинкам и в свободных участках на периферии зерен. Позднее, за счет серпентина образовалось некоторое количество хлорита а затем карбоната.

Змеевики антигоритовые отличаются от хризотиловых большей плотностью и цветом; они то серые, то серо-зеленые, буроватые при выветривании, часто просвечивающие в тонких сколах. Местами наблюдаются разности, содержащие плотные, матово-зеленые участки, состоящие из серпофита. Слабый жирный блеск некоторых разностей указывает на присутствие в них талька. Повсюду много секущих трещинок, выполненных яркозеленым метакситом. Иногда эти породы производят впечатление менее однородных, среднезернистых, благодаря присутствию большого количества пироксена в массе серого змеевика. Эти породы слабо карбонатизированы и несколько сдавлены.

Породы сложены почти одним антигоритом, образующим бесцветные чешуйки, иглы или брусочки.

Магнетит, образовавшийся как побочный продукт замещения серпентином оливина и пироксена, отлагается повсюду в трещинках, образуя сплошные скопления наподобие коротких прожилков и цепочек мелких зерен.

Хромит встречается изредка, образуя отдельные зерна различной величины от 0.1 до 1—1.5 мм.

Хлорит также присутствует не везде; в некоторых шлифах мелкие, зеленоватые его чешуйки были встречены среди сплошных масс антигорита.

Несколько большее распространение имеет тальк. Обычно с тальком вместе встречается брейнерит, образующий зерна, пленки и тонкие прожилки среди антигорита.

Структура антигоритовых змеевиков — мелкочешуйчато-брусотчатая, сменяющаяся в отдельных участках брусотчато-игольчатой. Иногда встречаются змеевики с очень неоднородной структурой, подходящие больше всего к типу переходных антигоритовых змеевиков Б. П. Кротова (1915). В них чередуются участки игольчато-брусотчатого, чешуйчатого и чешуйчато-брусотчатого антигорита. Среди них весьма распространены бахромчатые и радиально-лучистые образования игольчатого антигорита. На месте нацело серпентинизированного пироксена, разности антигорита имеют параллельно-балочную форму.

Змеевики хризотил-антигоритовые сложены антигоритом, в котором чередуются участки мелкочешуйчатые, брусотчатые, брусотчатые с правильной решетчатой прямоугольной структурой и, наконец, участки хризотилового змеевика с правильной сетчатой структурой. Антигоритовые участки змеевика производят впечатление перекристаллизованных. Породы разбиты параллельными трещинами, выполненными хризотилом. Встречаются зерна магнетита, карбоната и листочки талька.

Мы рассматриваем процесс серпентинизации перидотитов как автометаморфический. К этому приводят нас следующие данные:

1) равномерная серпентинизация ультраосновных пород как в нашем районе, так и вне его пределов может быть легко объяснена только автои никак не эпигенетическими процессами;

2) указания на нахождение обломков змеевиков в отложениях верхнего девона и карбона, а также факт наличия многочисленных зон смятия и рассланцованности в змеевиках и сильный динамометаморфизм последних, с несомненностью указывают, что к верхнему девону, а тем более ко времени верхнепалеозойских горообразовательных движений, процесс серпентинизации ультраосновных пород был уже завершен.

Габбро

Наиболее широким распространением в районе пользуются среднезернистые габбро, разбитые, главным образом, в западной части района, в пределах массива горы Извезной, и ее окрестностей, а также в дайках, прорезающих змеевики и породы кровли. Кроме того они встречены среди змеевиков центральной антиклинали.

Количественное содержание темноцветных компонентов в габбро непостоянно и колеблется от 50 до 70% их вещественного состава. В зависимости от этого и окраска пород принимает то зелено-серый, то светло-зеленый цвет. Кроме темноцветных, главным образом пироксена, в состав пород входит плагиоклаз, который сильно изменен и представлен вторичными продуктами. Вблизи уральского контакта габбро сильно раздроблены, катаклазированы и часто по внешнему виду похожи на туфы. В истертой желтовато-зеленой массе этих катаклазированных габбро местами сохранились глазки массивного сложения. Породы прорезаны тонкими (0.2—5 см) прожилками, выполненными зеленовато-желтым эпидотом. Дальнейший динамометаморфизм приводит к образованию габбровых сланцев, в которых широко распространен актинолит. Мелкозернистые габбро наблюдались в тех же местах, что и среднезернистые и, кроме того, они встречены южнее озерков, к западу от оз. Кысыкуль, вблизи тракта Миасс — Златоуст и к северо-востоку от оз. Коткуль. Эти породы обладают зелено-серой окраской и по составу отличаются от среднезернистых наличием, на ряду с пироксеном, и роговой обманки. Зерна темноцветных минералов и полевого шпата не превышают размера 0.5 мм. Породы довольно равномернозернисты, иногда раздроблены или же рассланцованы. В них встречаются небольшие эпидотизированные и хлоритизированные участки и прожилки, выполненные кварцем и полевым шпатом. Прожилки в рассланцованных разностях расположены по сланцеватости и на плоскостях последней иногда наблюдается серицитизация. Среди мелкозернистых габбро небольшим развитием пользуются роговообманковые разности, отличающиеся от пироксеновых и пироксен-роговообманковых более светлой окраской. Очень редко наблюдаются породы, приближающиеся по составу к диоритам, являющиеся переходными к ним.

Мелкозернистые габбро иногда связаны постепенными переходами с плотными микрогаббро, в которых составные компоненты невооруженным глазом неразличимы.

Под микроскопом *среднезернистые* пироксеновые *габбро* состоят из следующих минералов.

П л а г и о к л а з развит в виде таблитчатой формы зерен, размером до 1.5 мм, и коротких брусочков, сложенных в простые и полисинтетические двойники. Первичный плагиоклаз в породах не сохранился. На основании изучения оптических свойств плагиоклаз отвечает альбиту № 10—2.

П и р о к с е н встречается в виде отдельных зерен или остатков их, уцелевших от замещения роговой обманкой, биотитом или актинолитом.

Он бесцветен и обладает углом угасания $Ng : c = 42°$, $Ng - Np = 0.020—0.021$, $2V = (+) 56—60°$ и по составу отвечает авгиту.

Роговая обманка образует длинно-призматические зерна светлозеленой или желтовато-бурой окраски, встречаясь нередко и в пироксенсодержащих разностях. Угол угасания $Ng : c = 12; 19°$, сила двойного лучепреломления $Ng - Np = 0.019; 0.029$, угол оптических осей $2V = (—) 68; 80°$, плеохроизм от темнозеленого Ng до светложелтого Np или же в светлобурых тонах.

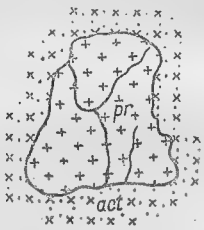
Биотит развит в виде тонких, более или менее хлоритизированных чешуек, плеохроирующих в буровато-коричневых тонах.

Эпидот встречается в виде высоко поляризующих скоплений мелких зерен.

Титано-магнетит представлен довольно крупными неправильной формы зернами.

Актинолит встречается в виде волокнистых пучков или сростков отдельных игл. Угол угасания $Ng : c = 14—16°$, сила двойного лучепреломления $Ng - Np = 0.018—0.023$, угол оптических осей $2V = (—) 82—83°$, плеохроизм от травянозеленого Ng до светлозеленого Np.

Фиг. 10. Габбро. Замещение пироксена роговой обманкой.
pr — пироксен, am — роговая обманка



Фиг. 11. Габбро. Замещение пироксена актинолитом.
pr — пироксен, act — актинолит.

Хлорит-пеннин развит в виде небольших листочков и тонких чешуек неправильной формы. Оптический знак положительный.

Лейкоксен развит в виде мелких зерен, возникших на месте титано-магнетита.

Серицит встречается в виде мельчайших бесцветных чешуек.

Кварц и кальцит образуют зерна неправильной формы.

Главную роль в строении среднезернистых габбро играют плагиоклаз и пироксен. Реликты первоначальных структур и взаимоотношения минералов позволяют судить о порядке выделения их в магматическую фазу кристаллизации. В одних случаях можно говорить об одновременности образования плагиоклаза и пироксена, результатом чего явилась габбровая структура; в других случаях к первым выделениям магматической фазы относится плагиоклаз, а затем уже образуется пироксен. Такой порядок кристаллизации обусловливает наличие типичной офитовой структуры.

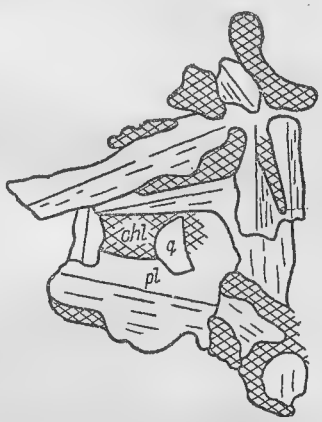
В некоторых разностях среднезернистых габбро наблюдаются две фазы кристаллизации минералов. На ряду с крупными зернами плагиоклаза и пироксена присутствуют их более мелкие выделения, расположенные между ними. Появление вокруг зерен пироксена кайм роговой обманки (фиг. 10) и редких мелких листочков и чешуек биотита свидетельствует о замещении пироксена этими минералами еще в магматическую фазу. Титанистый железняк, повидимому, появился в последние моменты формирования пород, так как он образует неправильные зерна, часто ассоциирующиеся вместе с роговой обманкой. Выделением этих минералов закончился процесс образования пород в магматическую фазу. В автогидротермальную фазу породы подверглись сильному метаморфизму, в результате которого все первоначальные магматические минералы изменились и дали новообразования. Позднее породы подверглись динамическим нарушениям, обусловившим образование катаклазитов. Начальную стадию катаклаза мы наблюдаем в среднезернистых массивных габбро.

Из вторичных минералов большим развитием пользуются альбит, эпидот, цоизит, актинолит, хлорит и, реже, серицит, кальцит и кварц.

Альбит возник на месте первичного плагиоклаза и часто сохраняет его первоначальные очертания. Одновременно с альбитизацией плагиоклаза происходит новообразование большого количества цоизита. Последний иногда нацело замещает плагиоклаз, образуя сплошные аггрегаты мельчайших зерен, но большей частью во вторичном альбите; особенно в центральных частях его зерен, образуется большое количество цоизита. Иногда альбит содержит немного таких вростков, и они концентрируются вдоль трещинок спайности.

Широким развитием пользуется также процесс актинолитизации. Актинолит иногда целиком замещает пироксен, образуя на месте его сноповидные скопления игл, в других случаях актинолит образует вокруг зерен пироксена бахромчатые каймы (фиг. 11).

Кроме актинолита, некоторым развитием пользуется хлорит, образующий отдельные чешуйки или тонкие листочки, расположенные между зернами плагиоклаза второй генерации (фиг. 12). Хлорит, повидимому, является продуктом замещения актинолита, так как в некоторых шлифах можно было наблюдать, как актинолитизированные зерна пироксена и роговой обманки подвергаются замещению хлоритом с появлением между игольчатых скоплений актинолита тонких волокон пеннина. Эти факты свидетельствуют о том, что хлоритизация, сравнительно с актинолитизацией, является более поздней.

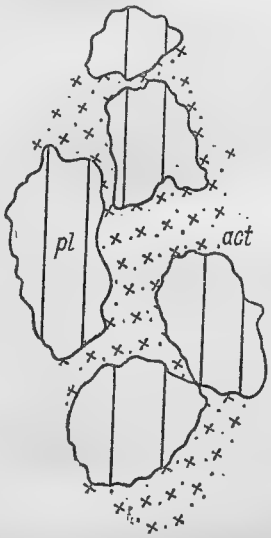


Фиг. 12. Габбро. Хлорит в интерстициях между выделением плагиоклаза второй генерации.
pl — плагиоклаз, q—кварц, chl—хлорит.

Процессы серицитизации, окварцевания и карбонатизации не играют большой роли. Серицит в виде тонких чешуек образуется по альбиту и встречается в виде небольших листочков в ассоциации с кварцем, заполняя промежутки между зернами последнего. Вторичный кварц выполняет небольшие прожилки или образует скопления мелких зерен. Очень незначительную роль играет кальцит, встречающийся в виде редких мелких зерен, ассоциирующихся с кварцем и серицитом. Серицит, кварц и кальцит, повидимому, являются наиболее поздними минералами. Наличие тонких игл актинолита, прорастающих зерна кварца в прожилках, и скопления мелкозернистого цоизита указывают на вторичное переотложение этих минералов при воздействии растворов, проходящих по наиболее ослабленным зонам.

В гидротермальную фазу первыми процессами были альбитизация, эпидотизация и актинолитизация. Затем имела место хлоритизация пироксена и актинолита и лейкоксенизация титанистого железняка. И, наконец, к более поздним проявлениям метаморфизма относится образование серицита, кварца и кальцита. Мы можем говорить о глубоком метаморфизме пород, протекавшем в гидротермальную фазу. В результате интенсивной соссюритизации в габбро наблюдаются сплошные образования мелкозернистого эпидота с некоторым количеством альбита. Процесс актинолитизации привел к полному или частичному замещению темноцветных компонентов актинолитом, а последнего хлоритом. Все эти новообразования наблюдаются в гальках верхнедевонских конгломератов, что позволяет связывать их с автометаморфическими преобразованиями интрузивных пород.

Как указано было в геологическом очерке, верхнепалеозойские движения отразились на габбро и местами вызвали в них явления катаклаза, сопровождающиеся гидротермальными процессами. Они сказываются в появлении трещинок, выполненных вторичными продуктами, заимствованными из самих же пород, или же привлеченными в них извне. В последнем случае констатировано присутствие таких вторичных минералов, как кварц и кальцит. Эта начальная стадия механического нарушения, обусловившая появление трещинок, рассекающих породы и отдельные минералы, хорошо наблюдается в описанных выше разностях. В дальнейшем породы претерпевают более интенсивное раздробление, в результате которого образуются катаклазиты. По минералогическому составу они ничем не отличаются от массивных разностей, но характеризуются более редкими реликтами первоначальных структур и большим количеством вторичных минералов. Так, в них плагиоклаз нацело замещен эпидотом и редко встречается альбит, зерна которого также подверглись раздроблению. Промежутки между разобщенными участками раздробленных зерен заполнены игольчатыми сростками актиполита и тонкими чешуйками хлорита (фиг. 13).



Фиг. 13. Габбро. Катаклазированный альбит, проросший актинолитом.
pl — плагиоклаз, act — актинолит.

Аналогичные явления наблюдаются также и в больших сростках актинолита, образовавшихся за счет пироксена. Здесь по трещинкам развивается тонкоигольчатый актинолит второй генерации, растущий перпендикулярно границам трещинок. Количественные соотношения вторичных минералов в катаклазированных габбро непостоянны. В некоторых разностях мы наблюдаем сплошные, довольно значительных размеров, участки, заполненные эпидотом, между зернами которого расположены чешуйки серицита и большие скопления мелких листочков хлорита, образовавшихся на месте актинолита. Иногда в ассоциации с этими минералами находится кальцит. Количество актинолита в них незначительно. В менее измененных разностях из вторичных продуктов главную роль играет актинолит и подчиненную эпидот. Актинолит расположен между крупными зернами эпидотизированного плагиоклаза и актинолитизированного пироксена, и иглы его растут неориентированно, благодаря чему образуются спутано-волокнистые скопления.

В сильно катаклазированных разностях наблюдается ориентировка минералов, обусловливающая сланцеватость: наиболее крупные минералы являются повернутыми под небольшим углом в направлении сланцеватости. Катаклазированные габбро связаны постепенными переходами с породами, превращенными в габбровые сланцы. Последние характеризуются полосчатым распределением вторичных минералов. Первичные минералы и структурные признаки в таких разностях пород совершенно не сохранились. Мы можем констатировать постепенные переходы от массивных к катаклазированным разностям габбро и к габбровым сланцам.

Мелкозернистые габбро по минералогическому составу ничем не отличаются от среднезернистых. Существенное отличие их заключается в меньшем размере зерен и большей измененности. В них очень редко видны остаточные зерна пироксена. Актинолит представлен скоплениями игольчатых образований или волокнистыми неправильными сростками с зазубренными очертаниями. Плагиоклаз замещен эпидотом и реже альбитом. Здесь также

встречаются рассланцованные разности. Среди мелкозернистых габбро выделяется небольшая группа пород, отличающаяся от предыдущей присутствием на ряду с пироксеном, роговой обманки и являющаяся переходной к роговообманковым габбро.

Отличительной чертой их является полное замещение плагиоклаза эпидотом, отсутствие вторичного альбита и незначительная актинолитизация роговой обманки. Породы характеризуются габбровой структурой и в некоторых случаях наличием двух фаз кристаллизации, причем мелкие выделения второй фазы корродируют крупные образования первой фазы, благодаря чему минералы теряют первоначальные очертания. Они отличаются также меньшей степенью изменения темноцветных, незначительным количеством актинолита и полным отсутствием хлорита. Среди них встречаются также рассланцованные разности, отличающиеся от аналогичных среднезернистых сохранностью роговой обманки, зерна которой вытянуты по сланцеватости. Эти породы иногда прорезаны тонкими прожилками эпидота, идущими под некоторым углом к сланцеватости.

Наконец, в габбро выделяется небольшая группа пород, приближающаяся по составу к диоритам. В них количество роговой обманки по сравнению с предыдущими разностями значительно меньше. Кроме того, незначительное развитие минералов группы эпидота свидетельствует о менее основном составе первоначального плагиоклаза. Вторичные процессы имеют тот же характер, что и в описанных выше габбро.

Диориты

Диориты Атлянского массива на внешний вид — зеленовато-серые породы с размером зерен до 1 мм. Они часто обладают гнейсовой текстурой и иногда катаклазированы. Количество роговой обманки и полевого шпата неодинаково, вследствие чего и окраска пород неравномерная. В краевых частях массива присутствуют мелкозернистые меланократовые разности, в которых встречаются шлиры более крупнозернистых диоритов с размером компонентов до 4 мм. Незначительным распространением в Атлянском массиве пользуются рассланцованные диориты с редкими, сохранившимися зернами роговой обманки. В них видны прожилки эпидота, идущие по сланцеватости, или перпендикулярно ей, или же под некоторым углом. Ширина прожилков 2—3 мм. Окраска пород серая.

В краевой части массива на контакте со змеевиками диориты обладают светлозеленым цветом, мелкозернисты, массивны и пронизаны сетью прожилков эпидота шириной 3—4 мм. В дайках среди змеевиков, расположенных к северо-востоку и к западу от массива, в диоритах мы наблюдаем то более, то менее меланократовые разности. В некоторых случаях жильные породы отличаются мелкозернистостью.

Породы состоят из следующих минералов.

Плагиоклаз представлен зернами размером от 0.8 до 2 мм, сложенными в простые и полисинтетические двойники. При определении оптических свойств Федоровским методом плагиоклаз отвечает альбиту № 12—2.

Пироксен-авгит встречается редко и представлен остаточными зернами, незамещенными роговой обманкой. Минерал бесцветен. Угол угасания $Ng : c = 44°$, $Ng - Np = 0.022$, $2V = (+)60°$.

Роговая обманка развита в виде удлиненных зерен размером до 2.5 мм, зеленой окраски. Угол угасания $Ng : c = 10;\ 17°$, $Ng - Np = 0.019;\ 0.020$.

Биотит развит в очень незначительном количестве и образует тонкие листочки, приуроченные к роговой обманке.

Эпидот встречается в виде отдельных неправильной формы зерен и тонкозернистых скоплений.

Актинолит развит в породах в виде скоплений игл и больших призмочек. Угол угасания Ng : c = 15°, Ng — Np = 0.026, угол оптических осей 2V = (—) 78°.

Хлорит-пеннин пользуется небольшим распространением. Он встречается в виде отдельных листочков и мелких тонких чешуек, обладающих аномальной бурой интерференционной окраской. Плеохроизм от зеленого (Ng) до светлозеленого Np, удлинение положительное.

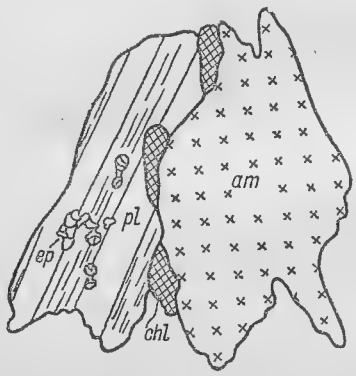
Серицит встречается в виде тонких мелких чешуек.

Кальцит и кварц образуют небольшие неправильные зерна.

Магнетит встречается редко и образует неправильной формы зерна или же небольшие скопления.

Пирит представлен редкими небольшими лимонитизированными кубиками.

Породы состоят из большого количества полевого шпата, преобладающего над темноцветными. Полевой шпат представлен идиоморфными, довольно крупными зернами плагиоклаза, между которыми расположены меньшие по величине зерна роговой обманки. В очень незначительном количестве и в редких случаях в породах сохранился пироксен в виде остаточных зерен, незамещенных роговой обманкой. Количественные соотношения между полевым шпатом и темноцветными минералами не постоянны.



Фиг. 14. Диорит. Хлоритизация роговой обманки и эпидотизация плагиоклаза

am — роговая обманка, pl — плагиоклаз, chl — хлорит, ep — эпидот.

На основании соотношений минералов можно установить, что первым образовался плагиоклаз, имеющий наиболее крупные зерна, нередко обладающие идиоморфными очертаниями. После плагиоклаза в некоторых разностях выделился пироксен, но в большинстве случаев происходило выделение роговой обманки, заполнившей промежутки между зернами плагиоклаза. В пироксенсодержащих разностях авгит подвергся замещению роговой обманкой. Переход пироксена в роговую обманку, по-видимому, происходил с увеличением объема, так как иногда можно наблюдать, что роговая обманка при замещении краевых частей пироксена врастает в прилежащие части зерен плагиоклаза. В очень редких случаях позднее появляются мелкие чешуйки биотита. Биотит распространен в породах незначительно, но иногда он полностью замещает роговую обманку.

Признаков первичных акцессорных и рудных компонентов в породах не обнаружено. Породы подверглись автометаморфизму с образованием вторичных минералов. Плагиоклаз соссюритизирован с образованием вторичных альбита и серицита, но с сохранением первоначальных идиоморфных очертаний. В зернах вторичного альбита эпидот образует или тонкие каймы или рассеян в них в виде мелких частиц (фиг. 14). Количество эпидота, связанного с вторичным альбитом, незначительно, и это говорит о том, что первичный плагиоклаз был не основнее андезина.

К процессам изменения роговой обманки следует отнести актинолитизацию и хлоритизацию. Актинолитизация играет незначительную роль и выражается в образовании или небольших призматических зерен или игл актинолита и их скоплений, расположенных как на месте роговой обманки, так и по ее краям. Более распространена хлоритизация. В одних случаях можно наблюдать полное замещение роговой обманки хлоритом, но чаще процесс хлоритизации находится в начальной стадии (фиг. 14). Замещение

роговой обманки хлоритом начинается с периферии зерен с образования хлоритовых кайм. В хлорите сохраняются и зерна магнетита, образовавшиеся вместе с роговой обманкой в магматическую фазу. Биотит сохраняется в небольшом количестве и почти нацело хлоритизирован. Соссюритизация и актинолитизация происходили одновременно. Позднее имела место хлоритизация.

Автометаморфизм пород, по всей вероятности, сопровождался мелкими нарушениями, в результате чего в диоритах возникли трещинки, выполненные эпидотом. Доказательством этого положения является факт врастания актинолита в эпидот прожилков. На ряду с этим присутствуют прожилки, состоящие из кварца, являющиеся более поздними, в которых таких соотношений не наблюдается.

Меланократовые разности диоритов в структурном отношении не отличаются от вышеописанных и характеризуются только иными количественными соотношениями роговой обманки и плагиоклаза.

Диориты Кысыкульского массива, микроскопически мало отличаются от описанных выше. Это неравномернозернистые породы серо-зеленого и зелено-серого цвета, среднезернистые с зернами роговой обманки размером от 0.6 мм до 3 см.

Под микроскопом по минералогическому составу они не отличаются от аналогичных пород Атлянского массива. Порядок выделения минералов в магматическую фазу и автогидротермальные изменения также аналогичны.

Кварцевые диориты

Кварцевые диориты встречаются в Атлянском массиве в виде даек, а также как разновидность среди диоритов. Кроме того, они слагают диоритовый массив оз. Кысыкуль и встречаются у юго-восточного подножья горы Извезной. По внешнему виду это среднезернистые, серого цвета породы с зернами роговой обманки и полевого шпата размером до 4 мм. Они более или менее равномернозернисты и массивны.

Кварцевые диориты, развитые в виде даек, несколько отличаются от описанных выше. Они характеризуются то меньшим, то большим количеством роговой обманки. В разностях с меньшим содержанием роговой обманки большое место принадлежит плагиоклазу и кварцу, причем плагиоклаз содержится в количестве 65—70%, остальные же 30—35% составляют кварц и роговая обманка. Последняя почти нацело хлоритизирована. Иногда содержание роговой обманки достигает 45—50%. Кварцевые диориты даек характеризуются неравномерной зернистостью. Окраска их серо-зеленая или зеленовато-серая, обусловленная большим или меньшим развитием эпидотизации и хлоритизации. Иногда эти породы несколько рассланцованы и по сланцеватости наблюдаются сильно эпидотизированные участки, благодаря которым породы имеют пятнистый вид.

Кварцевые диориты состоят из следующих минералов.

Плагиоклаз представлен крупными зернами размером до 2.5 мм, сложенными в простые и полисинтетические двойники по альбитовому и периклиновому законам. Полевой шпат большей частью имеет идиоморфные очертания и представлен вторичным альбитом № 8 и только в одном случае был определен олигоклаз № 30.

Роговая обманка встречается в виде длиннопризматических зерен размером от 0.3 до 2.5 мм, имеющих неправильные очертания. Угол угасания $Ng : c = 16—17°$, $Ng — Np = 0.022—0.024$, $2V = (—) 65; 78°$, плеохроизм от темнозеленого Ng до светло-желто-зеленого Np.

Биотит развит в виде небольших листочков с плеохроизмом от темного коричнево-зеленого до светлого буровато-зеленого.

Кварц образует неправильной формы зерна размером до 1 мм.

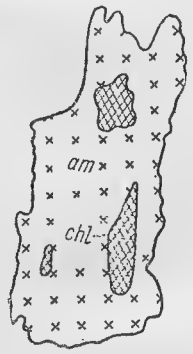
Эпидот развит в виде агрегатов мельчайших зерен и в виде отдельных зерен с яркой интерференционной окраской.

Хлорит-пеннин встречается в виде вытянутых листочков. Удлинение положительное, плеохроизм от зеленого Ng до светлозеленого Np, оптический знак отрицательный.

Серицит образует тонкие бесцветные чешуйки и развит, главным образом, по плагиоклазу.

Магнетит представлен в виде мелких зерен, в отраженном свете имеющих серо-черную окраску.

На основании взаимоотношения минералов можно судить как о первоначальном составе, так и о порядке магматической кристаллизации. Апатит, образующий тонкие редкие иглы с резко выраженными идиоморфными очертаниями, повидимому, кристаллизовался первым. После него происходила кристаллизация плагиоклаза, а затем уже и роговой обманки. Доказательством того, что роговая обманка образовалась после плагиоклаза, является то, что она приспосабливается в своих очертаниях к плагиоклазу. Наличие в кварцевых диоритах крупных зерен кварца указывает на образование его в магматическую фазу после роговой обманки. Вместе с кварцем, повидимому, кристаллизовались и мелкие зерна роговой обманки, расположенные между выделившимися ранее плагиоклазом и роговой обманкой. Помимо указанных минералов, в породах присутствует биотит в виде тонких чешуек или мелких листочков, врастающих в роговую обманку.



Фиг. 15. Кварцевый диорит. Замещение роговой обманки хлоритом. am — роговая обманка, chl — хлорит.

В разностях, отличающихся от предыдущих наличием большого количества роговой обманки, последняя представлена более мелкими зернами с идиоморфными очертаниями, размером не превышающими 1 мм. Повидимому, кристаллизация началась с образования роговой обманки, а затем плагиоклаза. Кварц в таких разностях не имеет большого значения и выделился в последние моменты магматической кристаллизации. Он представлен небольшого размера зернами неправильных очертаний и расположен между ранее выделившимися компонентами.

Что касается процессов метаморфизма, происходивших в автогидротермальную фазу, то они по существу были теми же, что и в диоритах. Отличие заключается в их меньшей интенсивности. Так, например, роговая обманка подвергалась очень слабому изменению, с новообразованием небольших количеств актинолита и хлорита (фиг. 15).

Диорит-порфириты

Диорит-порфириты представляют массивные серовато-зеленые и серые породы с тонкозернистой эпидотизированной основной массой и вкрапленниками плагиоклаза и роговой обманки до 1.5 мм величиной. Породы прорезаны прожилками эпидота и местами несколько рассланцованы. Они состоят из плагиоклаза, роговой обманки, эпидота, актинолита, хлорита, серицита, кальцита, магнетита, пирита, кварца и содержат вкрапленники плагиоклаза и роговой обманки.

Плагиоклаз развит как во вкрапленниках, так и в основной массе. Зерна его большею частью имеют неправильную форму, обусловленную вторичными процессами. Изредка встречаются выделения с идиоморфными очертаниями. Они представлены вторичным альбитом состава № 8—3.

Роговая обманка встречается в виде длиннопризматических зерен во вкрапленниках и основной массе. Угол угасания Ng : c = 16°

Ng — Np =0.018, 2V=—74°. Плеохроизм от темнозеленого Ng до светло-желто-зеленого Np.

Эпидот образует скопления мелких зерен и развит по плагиоклазу. Кроме того, он встречается отдельными зернами, обладающими яркой интерференционной окраской. Сила двойного лучепреломления Ng — Np = = 0.012, [1] минерал бесцветен.

Актинолит представлен удлиненными, расщепленными на концах, призмами и отдельными тонкими иглами. Угол угасания Ng : c = 15°, минерал плеохроирует в слабозеленоватых тонах.

Хлорит-клинохлор развит в виде отдельных листочков и тонких чешуек с положительным удлинением и плеохроизмом от буро-зеленого Ng до более светлозеленого Np. Оптический знак отрицательный. Иногда встречается пеннин с плеохроизмом от зеленого Ng до зеленовато-желтого Np.

Серицит представлен тонкими бесцветными чешуйками с прямым угасанием, развившимися по плагиоклазу.

Кальцит пользуется небольшим развитием и образует отдельные зерна, сложенные в полисинтетические двойники. Иногда зерна имеют неправильную форму и не обладают двойниковым сложением.

Магнетит встречается в виде небольших зерен.

Пирит образует лимонитизированные кубики размерами до 1.5 мм.

Кварц развит или в виде неправильных зерен размером до 0.3 мм или образует аггрегаты мельчайших выделений, расположенных в основной массе. В некоторых случаях он встречается вместе с эпидотом.

Основная масса состоит из мельчайших зерен вторичного альбита, эпидота, серицита, иногда игл актинолита и чешуек хлорита. В нее погружены вкрапленники измененного плагиоклаза и роговой обманки. Преобладающую роль в них играет плагиоклаз, составляющий около 70% пород.

В диорит-порфиритах могут быть выделены два типа, отличающиеся структурой основной массы и количеством вкрапленников. В одних основная масса мелкозерниста, с непостоянным количеством вкрапленников плагиоклаза и роговой обманки. Кристаллизация вкрапленников как плагиоклаза, так и роговой обманки происходила, повидимому, одновременно, так как оба минерала характеризуются идиоморфными очертаниями и обладают одинаковыми размерами зерен. Во втором случае фактов, указывающих на более раннюю кристаллизацию того или другого минерала, в породах наблюдать не приходилось. После образования плагиоклаза и роговой обманки кристаллизовалась основная масса, состоящая из тех же минералов. В одних случаях она была представлена тонкозернистыми, а в других более крупнозернистыми аггрегатами. В основной массе более крупнозернистых диорит-порфиритов размер компонентов достигает 1 мм. При этом количество вкрапленников в них небольшое и по размеру они немногим отличаются от величины зерен основной массы. На ряду с этим наблюдаются породы с неравномернозернистой основной массой. Все это указывает на то, что условия кристаллизации пород в различных отпрысках были неодинаковыми и не всегда благоприятными.

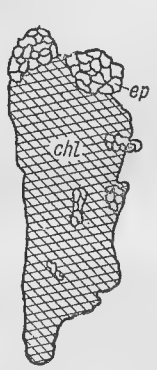
Процессы автометаморфизма в породах были те же, что и в диоритах.

Зональное строение первичного плагиоклаза нашло отражение в концентрации зерен эпидота в центральных частях альбита, а также в том, что скопления серицита и эпидота нередко образуют концентрические зоны, очертания которых параллельны внешним границам полевого шпата. Иногда зерна альбита окружены оторочкой мелкозернистого эпидота. Вкрапленники роговой обманки сохранились редко. В одних случаях

[1] Этой величине двупреломления отвечают разности с содержанием Fe_2O_3 — 4%.

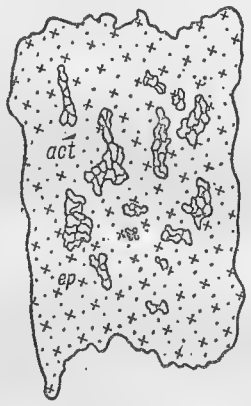
они замещены актинолитом, в других — хлоритом (фиг. 16), а иногда хлоритом, эпидотом и кальцитом.

При замещении вкрапленников роговой обманки актинолит обычно начинает развиваться в краевых частях порфировых выделений, благодаря чему выделения амфибола приобретают бахромчатые границы (фиг. 17). Реже иглы и волокна актинолита иногда совместно с эпидотом появляются в центральных частях зерен роговой обманки. При замещении последней кальцитом и хлоритом чешуйки клинохлора или пеннина образуют оторочки вокруг зерен кальцита, выполняющих центральную часть вкрапленников. Наличие в некоторых породах большого количества карбоната позволяет предполагать привнос в них некоторого количества CaO извне. На ряду с роговой обманкой во вкрапленниках, повидимому, присутствовал



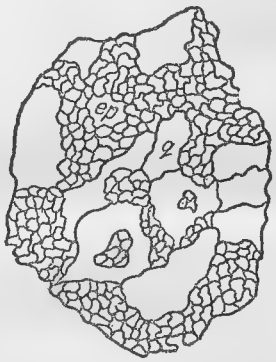
Фиг. 16. Диорит-порфирит. Хлорит и эпидот, образовавшиеся на месте амфибола.

chl — хлорит
ep — эпидот.



Фиг. 17. Диорит-порфирит. Актинолит и эпидот, образовавшиеся на месте роговой обманки.

act — актинолит, ep — эпидот.



Фиг. 18. Диорит-порфирит. Эпидот и кварц, образовавшиеся на месте пироксена.

q — кварц, ep — эпидот.

и пироксен, хотя он не сохранился, но скопления эпидота и кварца, повторяющие очертания короткопризматических зерен пироксена, могут служить некоторым доказательством присутствия последнего (фиг. 18). Эпидот в таких скоплениях представлен аггрегатом мельчайших зерен, между которыми расположены зерна кварца.

Основная масса пород подверглась тем же вторичным процессам, что и вкрапленники, и состоит из аггрегата мелких зерен вторичного альбита, эпидота, серицита, проросшего иглами актинолита и тонкими чешуйками хлорита. Количество актинолита и хлорита стоит в прямой связи с содержанием в первоначальной основной массе темноцветных минералов.

После образования породы подверглись сильному изменению, общий ход которых аналогичен тому, что мы видели в габбро. Одновременно с хлоритизацией происходила карбонатизация. В последний момент метаморфизма пород в основной массе появляется немного мелких зерен кварца.

Жильные породы гранитной и грано-диоритовой магмы

Наиболее молодыми палеозойскими породами в районе являются жильные породы гранитной магмы варисцийского орогенеза. Сюда относятся альбитовые микрограниты, альбитовые аплиты, альбитовые

гранит-порфиры, грано-диориты, грано-диорит-аплиты и биотитовые микросиениты.

Альбитовые микрограниты состоят из мелких зерен альбита № 3 и кварца, находящихся в тесном срастании, с образованием микрогранитовой и местами микропегматитовой структуры. Кроме этих минералов, наблюдаются биотит и мусковит. Первый встречается отдельными, густо окрашенными бурыми листочками, второй распространен в виде многочисленных мелких чешуек, то рассеянных среди альбита и кварца, то собранных в пучки, с длиной волоконец до 1 мм. Нередко наблюдающаяся среди мусковита слабобуроватая окраска с отчетливым плеохроизмом указывает на возможное происхождение его за счет биотита путем обесцвечивания. Из вторичных минералов встречаются мелкие чешуйки серицита. Акцессорных минералов не встречено.

Порфировидные разности альбитовых микрогранитов отличаются присутствием двух генераций минералов с резким количественным преобладанием альбита над кварцем. Первая генерация состоит из свежих, слегка серицитизированных зерен альбита № 7 величиной до 4 мм, сложенных в полисинтетические двойники и сильно корродированных зернами минералов второй генерации. Порфировидные выделения кварца значительно мельче и встречаются реже. Форма их округлая и величина в среднем до 0.8 мм.

Вторая генерация состоит преимущественно из вытянутой формы зерен и призмочек альбита, промежутки между которыми заполнены ксеноморфным кварцем. Величина зерен минералов второй генерации 0.2—0.3 мм. Кроме кварца и альбита, в состав породы входят апатит, титанит, биотит и тонкоигольчатый амфибол уралитового типа. Эти минералы развиты в тесной ассоциации друг с другом, встречаясь среди зерен лейкократовых минералов, прорастая их и часто приурочиваясь к границам между зернами последних.

Титанит образует крупные зерна и скопления, среди которых располагаются идиоморфные призмы апатита и иногда альбита. Вблизи скоплений титанита развит тонковолокнистый, длинноигольчатый бледнозеленый амфибол в виде пучков, розеток, петельчатых скоплений игл длиной до 1 мм. По оптическим свойствам ($Ng - Np = 0.018—0.020$ и $Ng : c = 12—20°$) этот амфибол ближе подходит к роговой обманке уралитового типа. Вместе с амфиболом, частью замещая его и располагаясь преимущественно в трещинках между минералами, развит биотит. Его волокнистые, интенсивнобурые чешуйки имеют форму коротких пучков и розеток.

Изредка наблюдалось замещение биотита клинохлором. Апатит и титанит принадлежат к акцессорным минералам второй генерации, тогда как амфибол носит вторичный характер; очевидно, он привнесен в породу при изменении окружающих основных пород. Биотит образовался по амфиболу.

Альбитовые гранит-аплиты отличаются от микрогранитов большей плотностью и серой или белой окраской. Заметны серебристо-белые, мелкие чешуйки мусковита. Породы характеризуются аплитовой структурой и состоят из аллотриоморфных зерен альбита и кварца, очень плотно сросшихся, с зубчатыми, извилистыми границами зерен.

Среди альбита и кварца распространены чешуйки мусковита, реже биотита, и пучки лучистого амфибола со светлозеленой окраской. В отдельных случаях этот амфибол приобретает густозеленую окраску, указывающую на присутствие в его составе некоторого количества щелочей.

Лучистые пучки и скопления амфибола встречаются преимущественно на стыках зерен альбита и кварца. В биотите наблюдаются иглы сагенита и рутила. Изредка в незначительных количествах распространены гранат, магнетит, эпидот и цоизит.

Некоторые альбитовые гранит-аплиты из зоны уральского контакта сильно катаклазированы. Это выражается в развитии волнистоугасающих зерен кварца и альбита с изогнутыми линиями двойниковых швов, а также в образовании скоплений мелких зерен вторичного кварца, часто разъитых в породах в большом количестве.

Альбитовые гранит-порфиры представляют массивные породы различных оттенков серого цвета, обладающие плотным, реже мелкозернистым сложением. Плотные разности состоят из однородной тонкозернистой массы с раковистым изломом, в которой простым глазом различимы вкрапленники полевого шпата и кварца. Мелкозернистые разности состоят из мелких округлых зерен кварца размером около 0.1 мм, белой массы полевого шпата и тонких чешуек серицита и иногда хлорита. Вкрапленники полевого шпата и кварца встречаются довольно часто и достигают величины 1 мм.

Породы обладают порфировой структурой и состоят из редких и мелких вкрапленников альбита и кварца и основной массы того же состава с примесью мусковита, магнетита и вторичных. Вкрапленники альбита № 7—10, величиной от 1 до 3 мм, сильно корродированы основной массой и местами карбонатизированы и серицитизированы. Вкрапленники кварца обычно имеют округлую форму. Основная масса в плотных разностях состоит из тонкозернистого аггрегата аллотриоморфных зерен кварца и альбита с преобладанием последнего. В некоторых разностях основная масса состоит из идиоморфных призмочек альбита и угловатых зерен кварца, погруженных в тончайшую массу изометричных зерен тех же минералов. Иногда присутствуют отдельные иголочки и скопления бледнозеленого амфибола и редкие зерна магнетита. Повсюду в основной массе рассеяны чешуйки серицита и мелкие плепочки карбоната.

В мелкозернистых разностях альбитовых гранит-порфиров альбит и кварц в основной массе иногда имеют вид аллотриоморфных зерен; иногда среди мелких неправильной формы зерен кварца альбит имеет форму коротких идиоморфных призм с простыми и полисинтетическими двойниками и радиально-лучистых розеток, которые кварц прорастает наподобие участков микропегматитовой структуры. В некоторых случаях короткие призмы альбита № 9 расположены среди лучистых образований того же альбита и мелких зерен кварца, неправильной формы.

Основная масса этих пород пропитана чешуйками серицита и иногда хлорита. Яркозеленые чешуйки и листочки последнего образуют многочисленные скопления в трещинках вместе с серицитом и кварцем. Встречаются также отдельные, редкие зерна и кристаллики эпидота.

Дайки грано-диоритового состава.

Эти породы также распространены, главным образом, в зоне уральского контакта, в пределах предуральской складки. Представлены они грано-диорит-аплитами и реже грано-диорит-порфирами. Для тех и других разновидностей характерно присутствие небольшого количества решетчатого микроклина, что заставляет относить эти породы к магме грано-диоритов.

Грано-диорит-аплиты. Преимущественно светлые, желтовато-белые мелкозернистые породы, состоящие из зерен полевых шпатов и кварца и чешуек мусковита и серицита, с незначительной примесью зерен магнетита. Иногда развиты сильно катаклазированные разности, отличающиеся светлосерым цветом и присутствием, кроме перечисленных минералов, биотита и граната. Катаклаз в них на внешний вид выражается в развитии сети тонких секущих трещинок, заполненных вторичным кварцем. По плоскостям скольжений в этих дайках развит тонкочешуйчатый аггрегат хлорита.

Под микроскопом грано-диорит-аплит состоит из двух генераций минералов. Первую генерацию составляют более крупные (1 мм), аллотриоморфные зерна альбит-олигоклаза № 12—14, кварца и, реже, решетчатого микро-

клина. Вторая генерация от 0.05 до 0.3 мм, составляющая главную массу пород, заключает аллотриоморфные зерна плагиоклаза и кварца, среди которых рассеяны мелкие листочки мусковита, изредка биотита, редкие зерна микроклина и скопления мелких зерен граната. В отдельных случаях встречаются также апатит и циркон. Иногда выделения альбита первой генерации прорастают мелкие зерна кварца, принадлежащие ко второй генерации. Из вторичных минералов в очень незначительном количестве развит серицит и по биотиту — пеннин. В катаклазированных разностях сеть ветвящихся, секущих трещинок выполнена мельчайшим агрегатом вторичного кварца, зерна которого развиваются передко в большом количестве и пронизывают породу.

На юге района, в рассланцованных породах S_2 — D_1, к востоку от долины р. Атлян были встречены лейкократовые г р а н о - д и о р и т - п о р ф и р ы, отличающиеся от описанных аплитов наличием редких и мелких вкрапленников полевых шпатов и кварца величиной до 1—2 мм. Они состоят из редких корродированных основной массой вкрапленников кварца, альбита и, реже, решетчатого микроклина и основной массы из плотно сросшихся изометричных зерен тех же минералов, среди которых рассеяны чешуйки мусковита, вытянутые преимущественно в одном направлении.

Кроме вышеперечисленных даек, связанных с гранитной магмой, в змеевиках у южного берега оз. Кысыкуль нами были встречены дайки б и о т и т о в ы х м и к р о с и е н и т о в. Это среднезернистые, лейкократовые, розовато-желтые породы, в которых различимы зерна полевого шпата, до 2 мм величиной, и мельчайшие чешуйки биотита. Под микроскопом в них констатированы зерна микропертита, неправильной аллотриоморфной формы величиной до 2 мм. Промежутки между ними заполнены зернами минералов второй генерации размером от 0.2 до 0.4 мм. Вторую генерацию составляют (в порядке их образования): апатит, магнетит, биотит, альбит и микропертит. Из вторичных минералов присутствуют единичные мелкие чешуйки серицита.

Описание дайки с и е н и т - а п л и т о в читатель найдет в статье И. С. Рожкова (см. ниже).

Общей чертой всех даек, связанных с деятельностью гранитной магмы, в отличие от даек, завершивших габбро-перидотитовый интрузивный цикл среднего девона, является большая их свежесть, массивность и содержание малых количеств вторичных минералов. Исключение составляют некоторые дайки рассланцованных керсантитов, сильно обогащенных вторичными минералами. Последние были обнаружены в каменноугольных известняках в тектонической зоне уральского контакта.

Что касается структуры и минералогического состава, то они в описанных дайках отличаются большим разнообразием. Наличие вторичного, лучистого, амфибола в некоторых из них говорит за то, что они несут следы реакции с породами кровли. Такими реакциями можно объяснить появление вторичного амфибола и эпидота. Данных для установления возрастных взаимоотношений даек гранитного состава в нашем районе у нас нет.

IV. ТЕКТОНИКА

Тектоника нашего района характеризуется следующими основными чертами. Сильное боковое давление и движение масс пород, происходившее с востока на запад, привело к образованию ряда надвинутых друг на друга складок, вытянутых в меридиональном направлении. Вследствие сопротивления докембрийских кристаллических сланцев складки зеленокаменных пород испытали особенно сильно сжатие на севере района, у оз. Тургояк, откуда они веерообразно расходятся в южном направлении с общим погружением осей складок к северу.

С запада на восток мы имеем в строении зеленокаменной полосы следующую смену крупных структурных единиц.

1. Предуральская антиклинальная складка, примыкающая с востока к кристаллическим сланцам докембрия.

2. Синклинальная складка района Васильевского рудника.

3. Центральная антиклинальная складка, на которую с востока надвинуты породы центрального зауральского комплекса.

Все эти структуры осложнены наличием более мелких, второстепенных синклинальных и антиклинальных складок, характеризующихся сильным смятием и рассланцованностью пород. Последние образуют узкие, часто выклинивающиеся полосы, с общим простиранием СВ 25—30° и крутыми углами падения 70—90°, то на северо-запад, то на юго-восток, причем последнее направление падений преобладает. Интенсивно развитый кливаж большею частью совершенно маскирует направление первичной слоистости пород и часто делает невозможным определение их истинного залегания.

В редких случаях, когда, кроме направления трещин кливажа, наблюдается и первичная слоистость, оба эти направления совпадают. Такую картину нам удалось видеть в обнажениях выемок Южно-Уральской железной дороги.

Складки с востока надвинуты одна на другую. Предуральская складка надвинута на полосу докембрийских пород. Синклинальная складка Васильевского рудника, также надвинутая на предуральскую, в свою очередь зажата между последней и центральной антиклинальной складками. Всюду замечается срезание западных крыльев складок, сильное их смятие и растирание с образованием более или менее широких зон смятия. Восточные крылья складок в тех случаях, когда они не скрыты под надвигом соседней складки, более спокойны и пологи. В свое время такое характерное для Урала развитие надвиговых складок было впервые отмечено А. Н. Заварицким (1923).

Исключительной сложностью геологического строения страна обязана герцинскому тектогенезу. Однако некоторые факты и детальное изучение нашего района приводят к несомненным выводам о наличии здесь нескольких этапов складчатости, с наложением одних складчатых фаз на другие.

В районах, соседних с нашим, к такому же выводу пришли Н. Н. Тихонович (1918), Н. К. Высоцкий (1931), Ф. Н. Шахов (1928) и другие. Прямое указание на наличие каледонской складчатости на Южном Урале мы имеем в работе А. В. Хабакова (1936). Последний приводит взгляды различных авторов и факты личных наблюдений о влиянии каледонского диастрофизма на структуру герцинских складок.

О каледонской фазе орогенеза для восточного склона Урала говорит также Г. А. Мирлин (1937_1), который, сравнивая различие структур описываемого им сланцевого покрова и силуро-девонских пород восточного склона Урала, приходит к выводу, что «образование сланцевой толщи, происходившее в интервале верхний девон — нижний карбон, имело место или после полного затухания ранее разыгравшихся движений (очевидно, каледонских), или было одновременным с концом их, когда начинала уже проявляться варисцийская орогения».

Условия залегания наших пород, замаскированные действием герцинской складчатости, а также отсутствие видимых угловых несогласий, не дают прямых доказательств наличия нескольких складчатых фаз. Об этом в нашем районе приходится судить по другим признакам. Так, сравнение пород, относимых к нижней и верхней эффузивным свитам (S_2 — D_1) силуродевона показывает, что метаморфизм этих двух свит глубоко различен и вне зон смятия породы нижней свиты метаморфизованы сильнее. В них более глубок процесс зеленокаменного изменения и совершенно стерты

первоначальные структуры. Породы сильно уплотнены и смяты в мелкие, второстепенные, крутопоставленные складки.

Верхняя эффузивная свита силуро-девона, исключая зону смятия Васильевского рудника, отличается большей массивностью пород и часто не совсем уничтоженной первичной их структурой. Местами в них сохранились первоначальные минералы. Несколько более пологое залегание складок и меньшая степень их уплотненности свидетельствуют о том, что влияние дислокационного метаморфизма сказалось здесь слабее. Отличие в степени динамометаморфизма, там, где породы обеих свит залегают в непосредственном соседстве и в одинаковых геологических условиях, позволяет сделать вывод о том, что нижняя свита испытала смятие и зеленокаменное перерождение до образования верхней свиты.

Вторым признаком, указывающим на существование перерывов и движений, являются признаки размыва среди наших пород. Следы значительного размыва мы имеем в начале верхнего девона, когда отлагались толщи конгломератов и брекчий с гальками и обломками доверхнедевонских пород. О диапазоне размыва и о захваченной им площади мы можем судить не только по фактам нашего района, но и по многочисленным литературным данным для Южного Урала. Указания о присутствии конгломератов и граувакковых песчаников в основании верхнего девона мы находим почти у всех авторов, занимавшихся стратиграфией этих отложений на Южном Урале, как, например, у В. С. Коптева-Дворникова (1933), О. А. Нестояновой (1936), Л. С. Либровича (1936), В. Н. Павлинова (1937), Ф. Н. Шахова (1928) и других.

Наличие в конгломератах галек пород габбро-перидотитового комплекса указывает на то, что эти интрузии ко времени верхнего девона уже существовали.

Эпоха второй половины верхнего девона после отложения толщ кремнистых сланцев также была неспокойной. Указания на движения и на размыв мы имеем в накоплении мощных толщ граувакк, также фиксируемых в разрезе верхнего девона почти по всему восточному склону Урала. Зилаирская свита Л. С. Либровича, отвечающая нашей толще граувакк, прослеживается по восточному склону всего хребта почти до Полярного круга. Накопление граувакковых толщ зилаирской свиты отмечает момент больших поднятий, имевших место по всему восточному склону Урала.

Особенно интенсивным верхнедевонский размыв был в районе, изученном Г. А. Мирлиным (1937_1). В работе «О так называемом ближе неопределенном палеозое восточного склона Урала» автор, разбирая осадкообразование в нижнем карбоне, говорит, что эти породы отлагались «не на горизонтальной поверхности девонских пород, а на поверхности, уже частично сложенной в пологие складки и отчасти размытой в верхнедевонское время». Во многих местах каменноугольные отложения ложатся на размытое змеевиковое основание.

Таким образом, в истории палеозоя нашего района, соответственно с нашими фактами, мы можем наметить три момента движений земной коры: 1) в конце нижнего девона, 2) в конце среднего девона и 3) послекаменноугольные.

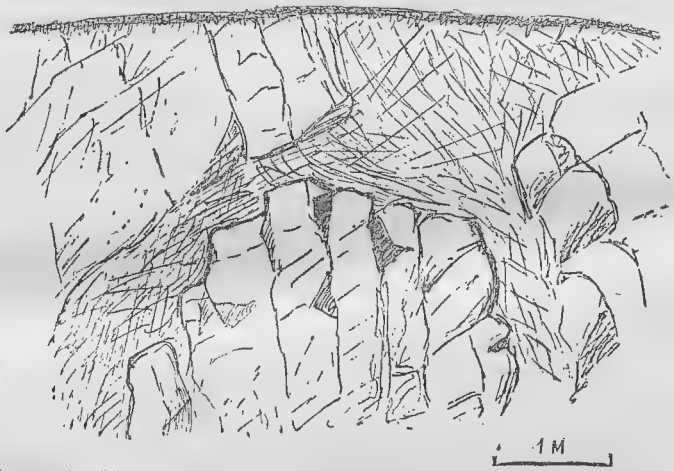
Первым этапом были к а л е д о н с к и е движения, во время которых породы силуро-девона получили первое смятие. В нашем районе эти каледонские движения сопровождались интрузией габбро-перидотитовой магмы. В. С. Коптев-Дворников (1933) предполагает, что в это время имело место образование простых, более или менее пологих, крупных складок, наметивших главнейшие ослабленные зоны, которыми позднее воспользовались все последовавшие орогенические движения. Второй момент орогенических движений отвечает тем движениям, которые известны в литературе под названием п о з д н е к а л е д о н с к о й фазы, происходившей в те-

чение промежутка времени от середины среднего девона до начала верхнего (Бубнов, 1934). В нашей литературе движения этого времени отмечены М. А. Усовым (1936) как «тельбесские». Кроме того, они известны в Восточном Казахстане, где с ними связаны интрузии грано-диоритов. Для нижней эффузивной свиты это была уже вторая деформация с наложением позднекаледонских структур на каледонские.

Третьим периодом складчатости явились герцинские движения, наиболее интенсивные для нашего района, замаскировавшие соотношения складок предыдущих фаз тектогенеза. Накладываясь на более древние структуры и подчиняясь отчасти их формам, герцинская складчатость привела к образованию вышеупомянутых сложных структур: разломов, крупных зон смятия в породах и резко выраженного в них кливажа. Как известно, с герцинским орогенезом на Урале было связано вторжение гранитной магмы и последовавший за этим гидротермальный метаморфизм пород палеозойского возраста.

Предуральская складка

Предуральская складка представляет антиклиналь, опрокинутую на запад и надвинутую на свиту протерозойских кристаллических пород. Осевая плоскость складки вытянута в направлении СВ 30°. Ядро и главная масса сложены змеевиками. Лежавшая на змеевиках палеозойская кровля была отчасти смыта последующей эрозией. Остатки кровли сохранились лишь во второстепенных синклинальных прогибах в северной части



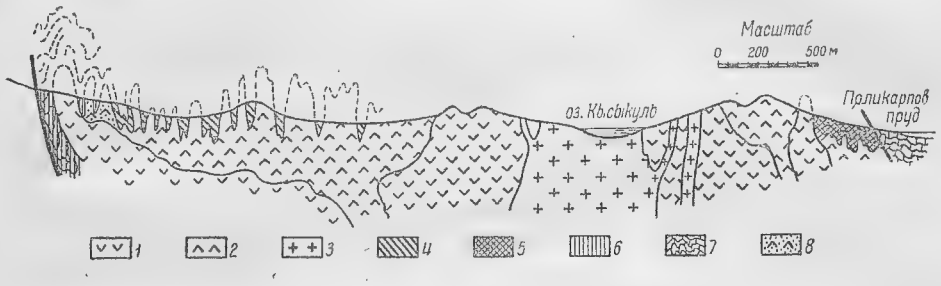
Фиг. 19. Массивные известняки, залегающие среди рассланцованных.

складки и вдоль ее восточного, менее деформированного, крыла. Западное крыло складки на контакте с кристаллическими сланцами докембрия уничтожено, растерто надвигом.

Породы предуральской складки сильно деформированы и смяты как в крыльях, так и в антиклинальной части. При маршрутном пересечении Сыростанского массива змеевиков всюду можно видеть, как их массивные участки сменяются сильно рассланцованными, смятыми. Змеевики в этих смятых зонах развальцованы, имеют чечевицеобразные формы кливажа или же представляют тонкорассланцованные и хлоритизированные змеевиковые сланцы. Зоны рассланцевания и кливаж в них выдерживаются в направлении СВ 25—45°, т. е. по простиранию. Падения преимущественно ЮВ 25—30°, от пологих до вертикальных. Крутые углы падений встречаются

сравнительно редко. Отдельные массы змеевиков испытали относительные движения в направлении развития надвигов. Участки смятых змеевиков, обыкновенно лишенные выходов, узнаются по характеру щебенки. Местами они вскрыты горными работами.

Строение массива змеевиков и взаиморасположение массивных и рассланцованных участков можно видеть в выемках железной дороги у 1988—1989-го километра (фиг. 19), где блоки массивных разностей окружены и как бы обжаты полосами и зонами змеевиковых сланцев.

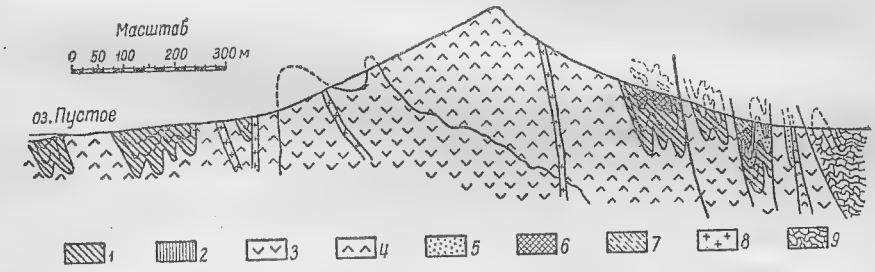


Фиг. 20. Разрез Предуральской складки на широте р. Топкой.

1 — змеевики, *2* — габбро, *3* — диориты, *4* — диабазы S_2, *5* — пироксен-плагиоклазовые порфириты D_1 и их туфы, *6* — кремнистые сланцы, C_1, *7* — известняки C_1, *8* — катаклазированные габбро.

Аналогичное строение змеевиковых массивов наблюдается в Башкирии. Эта структура змеевиков явилась результатом верхнепалеозойской складчатости, сопровождавшейся энергичным раздроблением и смятием пород.

Наибольшему смятию и раздроблению в центральной части складки змеевики подверглись вблизи контактов с остатками пород кровли. Участки кровли в синклинальных прогибах в центральной части складки, так же как и змеевки, сильно смяты и деформированы с образованием мелких поставленных на голову сжатых складок, с крутыми (70—90°), то западными,



Фиг. 21. Разрез горы Извезной.

1 — диабазы S_2, *2* — альбитофиры S_2, *3* — змеевики, *4* — габбро, *5* — туфы диабазов S_2, *6* — пироксен-плагиоклазовые порфириты D_1, *7* — их туфы, *8* — диорит-порфириты, *9* — известняки C_1.

то восточными падениями крыльев. Преобладают падения восточные, вследствие наклона складок к западу (фиг. 20, 21).

Габбро, интрудировавшие в толщу отложений нижнего палеозоя и воспользовавшиеся теми же путями проникновения в кровлю, что и ультраосновная магма, образовали подобие лакколитов по границам между породами силуро-девонской кровли и змеевиками. Приуроченные, главным образом, к участкам синклинальных прогибов предуральской складки, полосы выходов габбро чередуются с полосами эффузивных и осадочных пород. Кроме лакколитообразных интрузивных тел, габбро встречаются среди змеевиков и пород кровли в виде многочисленных даек, весьма распро-

страненных вдоль линий многочисленных мелких разрывов в пределах предуральской складки. Так же как и змеевики, они сильно смяты, раздроблены с образованием катаклазированных и милонитизированных пород, брекчий и альбит-актинолитовых сланцев.

Диориты, интрудировавшие в толщу змеевиков предуральской складки, представлены в ней двумя крупными штокообразными массивами: Сыростанским и Кысыкульским, и большим количеством мелких даек.

Восточное крыло предуральской складки, отчасти скрытое под надвинутой на него с востока синклинальной складкой района Васильевского рудника, характеризуется развитием пород верхней толщи нижней эффузивной свиты силуро-девона, слагающих восточный склон горы Изьезной и западный берег Поликарпова пруда. Строение восточного крыла складки лучше всего можно видеть на разрезе через гору Изьезную (фиг. 21). Породы сложены в ряд мелких синклинальных и антиклинальных складок. В ядрах последних из-под эффузивов верхней толщи нижней свиты выступают выходы верхнесилурийских диабазов, кремнистых туфитов и покрывающих их туфов плагиоклазовых порфиритов. В разрывах между складками видны выжатые снизу, сильно измененные змеевики и змеевиковые сланцы.

Сравнивая между собой структуры участков, сложенных породами кровли в антиклинальной части складки и на ее восточном крыле, можем видеть, что по строению они аналогичны. И те и другие сложены породами нижней эффузивной свиты и содержат большое количество инъекций габбро. В районе горы Большой лог участки пород кровли исчезают, так как вследствие поднятия предуральской складки они оказываются срезанными земной поверхностью. Далее к югу, мы не видим среди змеевиков предуральской складки остатков кровли, кроме каменноугольных отложений, лежащих непосредственно на змеевиках. Выше мы уже говорили о том (стр. 183), что подобные взаимоотношения змеевиков с каменноугольными породами отмечены в Учалинском районе Башкирии. Они могут быть объяснены процессами глубокого размыва, предшествующими отложению каменноугольных осадков, а также сложной складчатостью с истиранием подстилающих толщ. Возможно при этом, что южнее горы Сухой лог ось предуральской складки погружается к югу, т. е. что здесь имел место перегиб оси складки. Этот перегиб прослеживается в широтном направлении в соседнюю с востока синклинальную складку района Васильевского рудника, где он отмечается несколько большим развитием нижних горизонтов разреза.

В западном крыле предуральской складки, растертом и уничтоженном надвигом, в нашем районе не сохранилось остатков палеозойской кровли за исключением осадочных отложений нижнекаменноугольного возраста, зажатых между предуральской складкой и докембрийскими кристаллическими сланцами. Породы, прижатые в момент надвига к комплексу пород докембрия, игравшему роль буфера, были смяты и перекрыты массой змеевиков. Южнее, в пределах Башкирии, между кварцитами докембрия и змеевиками предуральской складки местами наблюдаются породы древнего палеозоя.

В нашем районе защемленные вдоль линии уральского контакта каменноугольные породы представляют ряд сильно смятых, узких, прерывающихся полос кремнистых и кремнистоуглистых сланцев, филлитов и известняков. Севернее железной дороги полосы этих пород чередуются с такими же узкими полосами метаморфизованных габбро и змеевиков.

Все породы уральского контакта сильно деформированы и метаморфизованы. Интенсивность их нарушений не может итти в сравнение с тем, что мы наблюдаем в этих породах во всех других частях нашего района. Сланцы и филлиты нижнего карбона смяты и тонко сплоены. Известняки нацело перекристаллизованы. Габбро, встречающиеся вблизи линии контакта, в северной части района сильно катаклазированы и превращены в

альбит-актинолитовые сланцы. Змеевики вдоль линии уральского контакта, как и остальные породы, обнаруживают исключительно сильное смятие, с крутыми, близкими к вертикальным углами падений отдельностей. Преобладают восточные и юго-восточные направления падений, но нередко встречаются и западные, с углами СЗ 50—85°. Наличие западных падений в породах кровли, прилегающих к линиям разрывов с запада, отмечает В. С. Коптев-Дворников (1933) в Учалинском районе. Он ставит это явление в связь с выжиманием вверх, благодаря чему как в мелких, так и в больших складках появляется веерообразное строение. Змеевики вдоль линии контакта превращены в тонколистоватые, змеевиковые, тальковые, хлоритовые, актинолитовые сланцы и тальково-карбонатные породы. Интенсивный метаморфизм пород уральского контакта, изменение их минералогического состава с образованием талька, актинолита, карбоната, кварца и других вторичных минералов подтверждает, что между докембрийскими и зеленокаменными палеозойскими породами контакт тектонический, с резко выраженной зоной смятия и деформации пород, по которой было облегчено поднятие из глубины гидротермальных растворов; последние были связаны с гранитной магмой и глубоко воздействовали на все породы уральского контакта.

Интрузия гранитов использовала для проникновения в кровлю ослабленную зону уральского контакта. В Башкирии к области последнего приурочен ряд мелких интрузивных гранитных тел. В нашем районе мы имеем крупную гранитную интрузию в районе оз. Тургояк, секущую линию уральского контакта. Под напором гранитных масс складки зажатых на контакте каменноугольных пород были изогнуты и смещены с образованием широтных простираний (фиг. 4).

Отсюда следует вывод, что вторжение гранитов имело место после главного этапа герцинской складчатости и надвиговых дислокаций.

Синклинальная складка Васильевского рудника

Эта синклиналь, расположенная между предуральской и центральной антиклиналями, состоит из ряда второстепенных синклинальных и антиклинальных складок, чередующихся между собой и испытывающих общее погружение к северу. Вследствие этого погружения широкие концы второстепенных синклинальных складок обращены к северу, а антиклинальных — к югу. Ширина отдельных второстепенных складок непостоянна, но не превышает 1—2 км. Общая мощность всей синклинальной складки около 5 км. Все складки второго порядка сильно сдавлены, сближены между собой, так что крылья их часто отсутствуют.

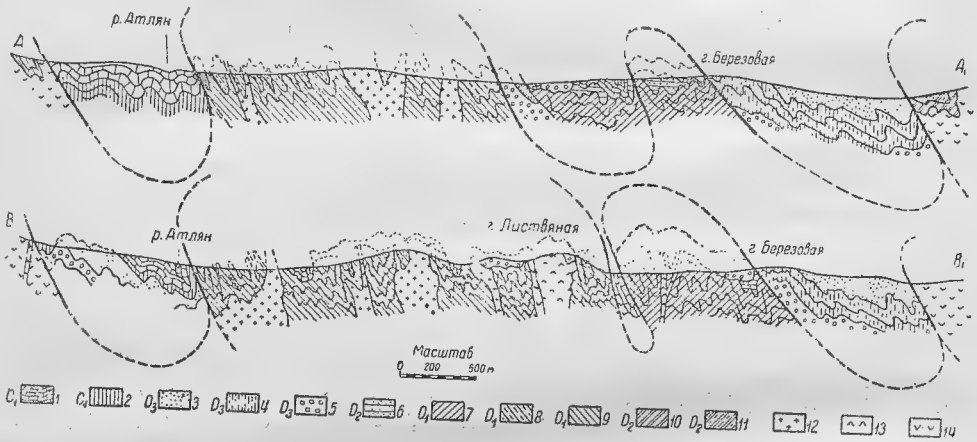
Второстепенных синклинальных складок три (фиг. 1 и 22). Они выполнены породами верхнего девона и частью более древними, сложенными в мелкие, относительно пологие складки. Вверху залегают каменноугольные отложения, представленные, главным образом, известняками. Первая синклинальная складка с запада протягивается вдоль западного края долины р. Атлян, через Верхне- и Нижне-Атлянские золотые месторождения вдоль восточного подножия горы Извезной к Поликарпову пруду. Центральная часть складки сложена известняками визе. Южнее Златоустовского тракта, в сохранившихся местами крыльях складки, видны выходы кремнистых и углистокремнистых сланцев и филлитов, а также обнажающихся из-под них верхнедевонских граувакк и конгломератов. Нижележащие породы появляются здесь, очевидно, вследствие того широтного перегиба осей складок, о котором мы упоминали на стр. 234.

Следующая синклинальная складка второго порядка протягивается от восточного подножия горы Лиственной на северо-восток, постепенно расширяясь. У железной дороги ширина ее равна 1 км, после чего она теряется в заболоченной долине р. Миасс. Складка сложена породами верх-

него и среднего девона, трансгрессивно перекрытыми нижнекаменноугольными известняками. К северу от Васильевского рудника из-под известняков обнажаются выходы верхнедевонских конгломератов, граувакковых песчаников, а также березовогорских кремнистых пород и среднедевонских туфов альбитофиров. Южнее горы Листвяной от этой складки остаются отдельные узкие обрывки известняков, зажатые среди девонских эффузивов антиклинальных складок вместе со змеевиками, выволоченными из глубины.

Третья синклинальная складка второго порядка занимает площадь горы Березовой и ее восточного склона. Центральная часть складки сложена верхнедевонскими граувакками, а в западном крыле из-под граувакк обнажается толща кремнистых сланцев горы Березовой. Восточное крыло складки полностью скрыто под надвигом змеевиков центральной антиклинали. Складка наклонена к западу, породы ее падают под углами ЮВ 55—90° под надвинутые на них змеевики.

Антиклинальных складок второго порядка две. В отличие от второстепенных синклинальных складок они в главной массе сложены эффузивными



Фиг. 22. Разрезы синклинальной складки района Васильевского рудника

1 — известняки, *2* — кремнистые сланцы и филлиты, *3* — граувакки, *4* — кремнистые сланцы, *5* — конгломераты, *6* — альбитофиры и их туфы, *7* — диабазы, 8 — туфы, *9* — пироксен-плагиоклазовые порфириты, *10* — пироксен-плагиоклазовые порфириты г. Моховой, *11* — их туфы, *12* — диорит-порфиры, *13* — габбро, *14* — змеевики.

породами нижнего девона, сильно деформированными и представляющими серию мелких изоклинальных складок с общим наклоном к востоку 55—75° и часто с чешуйчатым строением. На нижнедевонских породах несогласно лежат конгломераты верхнего девона, как бы плащом покрывающие описанные изоклинальные складки (см. фиг. 3).

Особенно сложна по своему тектоническому строению первая, западная, складка, лежащая между первой и второй второстепенными синклинальными складками (фиг. 1). Ширина ее на юге нашего района достигает 2.5 км, постепенно суживаясь до 1.5 км на широте железной дороги. Севернее эта складка теряется в болоте и уходит в глубину где-то у южного берега Поликарпова пруда. Как видно из прилагаемых разрезов (фиг. 22) и карты (фиг. 2), здесь, главным образом, развиты нижнедевонские пироксен-плагиоклазовые порфириты и их туфы с обрывками других пород нижнего девона, прорванные большим количеством интрузивных тел габбро, диоритов и диорит-порфиритов. Только район горы Листвяной сложен диабазами верхней эффузивной свиты и их туфами, т. е. относительно более молодыми породами.

Дальше к северу мы снова видим широкое развитие пироксен-плагиоклазовых порфиритов и их туфов. Очевидно, широтное болото, располагающееся к северу от горы Листьяной, скрывает какое-то тектоническое нарушение, с которым было связано поднятие местности, прилегающей к нему с севера, и опускание прилегающего к нему с юга участка горы Листьяной. Наличие здесь поперечного разрыва предполагает также И. С. Рожков (1934), исследовавший этот район в 1932 г.

Описываемая второстепенная антиклинальная складка состоит из ряда тесно сближенных крутых чешуйчатых изоклинальных складок, достигающих в ширину 500—700 м. Складки надвинуты одна на другую с востока, обращенные их крылья скрыты под надвигом следующих складок, а в нормальных крыльях сохранились защемленные обрывки сильно смятых нижнекаменноугольных известняков, некогда покрывавших всю зеленокаменную полосу и смытых послегерцинской эрозией.

Вторая антиклинальная складка второго порядка протягивается от Мелентьевского месторождения вдоль западного склона горы Березовой (фиг. 1). Ширина ее от 500 м у Мелентьевского рудника постепенно увеличивается к югу до 2 км. Тектоническое строение этой складки не так сложно, как западной. Она представляет антиклиналь, надвинутую с востока на вторую синклинальную складку. Ядро ее сложено в основном диабазами верхней эффузивной свиты, а восточное крыло состоит из среднедевонских альбитофиров и их туфов с несогласно перекрывающими их конгломератами. Породы не так сильно деформированы, как в первой складке. Сложенные ими мелкие складки более спокойны и не образуют тесно сближенных изоклинальных структур.

Таким образом, строение синклинальной складки района Васильевского рудника можно представить себе в следующем виде. Породы нижнего девона слагают второстепенные антиклинальные складки, причем нижняя эффузивная свита развита там, где обнажены более глубокие части складок. Верхние же части последних сложены породами верхней эффузивной свиты и среднедевонскими альбитофирами, которые сохранились местами на крыльях. Породы антиклинальных складок интрудированы многочисленными мелкими штоками и дайками габбро, диоритов и диорит-порфиритов, воспользовавшихся ослабленными зонами и трещинами, образовавшимися в результате позднекаледонской фазы тектогенеза. Наиболее молодыми породами второстепенных антиклиналей являются верхнедевонские конгломераты и брекчии, лежащие несогласно на размытой поверхности нижне- и среднедевонских пород. Те же конгломераты вместе с другими верхнедевонскими породами слагают основания и более глубокие части синклинальных складок. Позднее весь район был трансгрессивно покрыт нижнекаменноугольными осадками, отложившимися на поверхности девонских пород. В результате герцинских складкообразовательных процессов каменноугольные породы вместе с девонским основанием были сложены в складки и сохранились в участках второстепенных синклиналей и в обрывках, зажатых между сдавленными складками, где они уцелели от позднейшего размыва.

Границы между складками, где соприкасаются самые различные горизонты, часто тектонические; они получились вследствие сильного сдавливания складок и выжимания некоторых из них вверх. По линиям разрывов между второстепенными и еще более мелкими изоклинальными складками во многих местах можно видеть выжатые тонкие полоски змеевиков. Последние силь о сдавлены, деформированы и нередко превращены в змеевиковые сланцы.

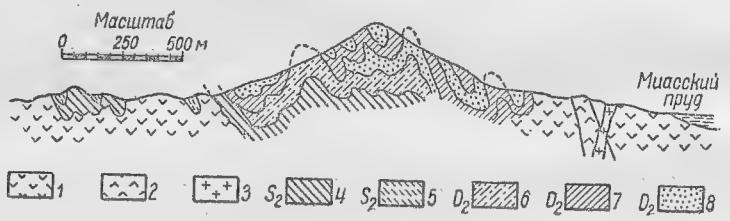
Севернее Поликарпова пруда синклинальная складка Васильевского рудника резко сужается вследствие общего сильного сжатия зеленокаменной полосы. и далее к востоку эти породы скрыты под надвигом кремнистых сланцев центрального комплекса.

Центральная антиклинальная складка

Последняя крупная структурная единица нашего района — центральная антиклинальная складка, представляет северное окончание структуры, разбитой в Башкирии (Коптев-Дворников, 1933).

Севернее железной дороги эта полоса пород выклинивается, уходя в глубину под надвинутые на нее с востока породы описанного Г. А. Мирлиным (1937_1) центрального зауральского комплекса. Здесь, как и в предуральской складке, мы имеем широкое развитие змеевиков, слагающих ядро складки. Крылья не сохранились. Восточное, нормальное, крыло погребено под надвигом центрального комплекса, западное уничтожено при надвиге самой центральной антиклинали на Березовогорскую синклиналь.

Эффузивные и осадочные породы палеозойского возраста, некогда покрывавшие змеевиковое основание складки, сохранились по всей площади змеевикового массива, зажатые в мелких углублениях на поверхности змеевиков. Это, главным образом, обрывки пород нижней эффузивной свиты S_2 — D_1, представленные диабазами и диабазовыми порфиритами, реже кремнистыми туфитами и известняками.



Фиг. 23. Разрез горы Моховой.

1 — змеевики, *2* — габбро, *3* — диорит-порфириты, *4* — диабазы, *5* — их туфы, *6* — кварцево-плагиоклазовые порфириты, *7* — пироксен-плагиоклазовые порфириты, *8* — туфы пироксен-плагиоклазовых порфиритов.

В средней части антиклинали протягивается значительный синклинальный прогиб, сложенный породами дацитового горизонта среднего девона. Из-под этих пород на западном склоне горы Моховой выступают диабазы верхней эффузивной свиты S_2 — D_1 (фиг. 23).

Непосредственный контакт у 2001-го километра железной дороги верхнедевонских граувакк со среднедевонской свитой порфиритов и туфов горы Моховой является одним из фактов, подтверждающих явление надвига и опрокидывания центральной складки, когда пришли в соприкосновение породы, лежащие в синклинальном прогибе средней части антиклинали, и породы соседней складки, уходящей под надвиг.

Породы верхней толщи нижней эффузивной свиты и альбитофиры среднего девона в центральной антиклинали отсутствуют, уничтоженные размывом. Они имеются в этой складке в Учалинском районе БашАССР, где среди змеевиков сохранился полный разрез палеозойских отложений (Нестоянова, 1936).

В. С. Коптев-Дворников (1933), описывая тектонику центральной антиклинали, отмечает «клочковый» характер строения полосы выходов пород палеозоя, объясняя это тем, что при герцинских дислокациях отдельные горизонты кровли истирались и частью выжимались вверх.

Змеевики центральной антиклинали повторяют все характерные черты змеевиков предуральской складки. В средней части складки они сильно смяты и раздроблены, с чередованием массивных и рассланцованных участков наподобие гигантской брекчии. Плоскости смятия и рассланцевания змеевиков здесь северо-восточные, с более или менее крутыми падениями то на юго-восток, то на северо-запад. Сильно смята западная, надвиговая

часть центральной складки, где, так же как и в уральском контакте, хотя и с меньшей интенсивностью, наблюдается образование змеевиковых, хлоритовых и тальковых сланцев, с крутыми, почти вертикальными углами падения слапцеватости.

Продукты гидротермального воздействия гранитной магмы на змеевики: тальково-карбонатные породы, лиственпты и окремнелые известняки также встречаются отдельными участками во многих местах этого змеевикового массива. Среди пород центральной антиклинали развиты многочисленные мелкие интрузивные тела и дайки габбро, диоритов и диорит-порфиритов. Последние образуют ряд небольших штоков в змеевиках, протягивающихся четковидно в одном направлении. Очевидно, выходы их приурочены к линии разломов в змеевиковом основании складки.

* * *

Переходя теперь к вопросу о контактовых взаимоотношениях зеленокаменной полосы с примыкающими к ней комплексами пород, а также к рассмотрению границ между внутренними ее структурами, приходим к выводу, что границы между комплексами и отдельными складками зеленокаменной полосы исключительно тектонические. На карте они обозначены черными сплошными линиями, причем главные тектонические линии отмечены более широкой чертой.

Рассмотрим все тектонические линии с запада на восток, выделив сначала линии надвигов.

1. Граница зеленокаменной полосы с комплексом докембрийских пород, или так называемый Уральский контакт, была нами подробно описана выше. Этот контакт представляет линию надвига с зажатыми в ней отложениями каменноугольного возраста и с резко выраженной зоной смятия шириной около 1.5 км.

2. Восточная граница зеленокаменной полосы с центральным зауральским комплексом пород также представляет линию надвига, которая является продолжением Кыштымского надвига Е. А. Кузнецова, прослеженного им в долину р. Миасс к Ильменским горам (Кузнецов и Захаров, 1926). В нашем районе линия этого надвига почти на всем ее протяжении скрыта в заболоченной долине р. Миасс. Она проходит по границе змеевиков центральной антиклинали с комплексом сильно смятых в крутые изоклинальные складки кремнистых сланцев. Южное продолжение этой надвиговой линии наблюдается в районах сланцев нижнего карбона, изученных Г. А. Мирлиным.

Следующими по значению являются надвиговые линии между предуральской и центральной антиклинальными складками и синклинальной складкой района Васильевского рудника.

3. Контакт между предуральской и синклинальной Васильевской складками почти весь скрыт под наносами р. Атлян, но соприкосновение на его линии смятых и измененных пород различных горизонтов палеозоя с несомненностью устанавливает его тектоническое происхождение. Так, у восточного подножия горы Изъезной, вдоль самого края Атлянского болота можно видеть каменноугольные, перекристаллизованные известняки, непосредственно прилегающие к породам нижней эффузивной свиты, с выступающими из-под них метаморфизованными змеевиками. За Златоустовским трактом также со змеевиками контактируют верхнедевонские и каменноугольные породы.

4. Контакт центральной антиклинали с синклинальной складкой Васильевского рудника также тектонический, надвиговый. Здесь массив змеевиков, надвинутый на синклинальную складку горы Березовой, сильно деформирован, с образованием змеевиковых сланцев и брекчий. В синклинальной складке Васильевского рудника, на контактах между антикли-

нальными и синклинальными складками второго порядка — всюду приходят в соприкосновение породы различных горизонтов и возрастов. Это происходит вследствие того, что складки сильно сдавлены, причем во время выжимания некоторых складок между ними происходили разрывы. Известняки нижнего карбона, выстилающие ядра синклинальных складок, контактируют с породами всех горизонтов от верхнего силура до верхнего девона включительно. Такое залегание каменноугольных известняков находит себе объяснение в трансгрессивном налегании известняков на нижележащие породы.

V. ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ РАЙОНА

По всем данным, в основании зеленокаменного комплекса залегает толща сильно метаморфизованных осадочных и отчасти эффузивных пород нижнего палеозоя, предположительно нижнего силура (Коптев-Дьорников, 1933), которые в пределах Башкирии в виде узкой полосы развиты вдоль границы кристаллических сланцев докембрия. В нашем районе эти древнепалеозойские породы отсутствуют, скрытые, очевидно, под надвигом уральского контакта, но появляются в этой тектонической зоне южнее, в Гаврило-Архангельских горах, в связи с общим расширением зеленокаменной полосы.

До сих пор для Южного Урала мы не имеем достаточного количества данных, которые характеризовали бы соотношения эффузивных толщ конца верхнего силура и более древних пород. Если принять во внимание, что нижнесилурийские породы Башкирии отличаются сильной дислоцированностью и метаморфизмом, а также то, что у А. В. Хабакова указаны несогласные налегания диабазовых порфиритов силуро-девона на нижний силур, можно думать, что аналогичная картина была и в нашем районе, т. е. перед началом вулканических процессов конца верхнего силура имели место тектонические движения.

Известный нам отрезок геологической истории нашего района начинается в верхнем силуре прогибанием палеозойской геосинклинали и накоплением вулканических продуктов. Это опускание сопровождалось то усиливающейся, то ослабевающей эффузивной деятельностью. По трещинам и расколам, образовавшимся в морском дне при его прогибании, происходили излияния магмы базальтового состава. Временами, когда эффузивная деятельность ослабевала, в некоторых участках морского дна начиналось накопление осадков. Отлагался кремнистый и известковый материал. С течением времени состав изливающейся магмы изменился. К началу нижнего девона местами начались излияния более кислых лав. Следы липаритовых и андезитовых лав мы находим в выходах кварцевых альбитофиров и туфов плагиоклазовых порфиритов восточного подножия горы Извести. В нижнем девоне мы имеем новую вспышку эффузивной деятельности, которой на всем Южном Урале отвечают мощные толщи пироксен-плагиоклазовых порфиритов и их туфов (ирендыкская свита), свидетельствующие об усилении вулканической деятельности, сопровождавшейся выбросом большого количества пирокластического материала. В Кызыло-Уртазымском районе Южного Урала (Либрович, 1936), в составе ирендыкской свиты, кроме продуктов излияния андезитовых лав мы находим спилиты и альбитофиры. Таким образом, и для этого второго этапа вулканической деятельности нижнего девона мы находим тот же комплекс лав, что и в первом.

Дальнейший момент истории характеризуется, вероятно, развитием складчатых движений. В пользу этого предположения говорит резкая разница в метаморфизме пород первых двух этапов вулканической деятельности. В то время как породы обеих вулканогенных толщ нижней эф-

фузивной свиты, кроме интенсивного зеленокаменного перерождения, несут отчетливые повсеместно распространенные признаки динамометаморфизма, более молодые отложения метаморфизованы значительно слабее. Наличие тектонических движений в нижнем девоне подтверждает также находка С. А. Нестояновой конгломератов в основании диабазов бугулыгырской свиты нижнего девона и признаков несогласного налегания диабазов бугулыгырской свиты на прендыкские порфириты (устные сведения).

В. Н. Павлинов для южной части Южного Урала также отмечает угловые несогласия между кремнистыми породами силура и нижнего девона. На последних несогласно налегают конгломераты с галькой кремнистых пород и туфовым цементом состава диабазовых порфиритов.

После движений вновь возобновляется вулканическая деятельность, первым моментам которой на Южном Урале отвечает появление базальтовых лав с подчиненным им, хорошо выдержанным горизонтом сургучных яшм и кремнистых сланцев (бугулыгырский горизонт).

В дальнейшем, в среднем девоне базальтовые лавы сменяются эффузией кислых лав, сопровождавшейся образованием мощных толщ хорошо отсортированного туфового материала. Эффузивная деятельность продолжала носить подводный характер. Временами среди туфов и лав отлагались прослои кремнистых туфитов и яшм. Вслед за появлением кислых порций лав, во второй половине среднего девона, основность изливающейся магмы начала постепенно увеличиваться. Появились дацитовые лавы, а затем новая эффузия имела состав андезитов. Дациты были перекрыты андезитами, причем, кроме лав, отлагалось много пирокластического туфового материала, содержащего в числе обломков и кварцево-плагиоклазовые порфириты горы Моховой.

В первом этапе вулканической деятельности намечается смена состава лав от диабазов к альбитофирам. Если принять во внимание литературные данные, то та же картина имела место и в развитии прендыкской свиты, так как хотя и не везде, но в Таналык-Баймакском районе эти излияния закончились также появлением мощной толщи альбитофиров и кварцевых альбитофиров. Что касается третьего этапа эффузивной деятельности, то здесь такой закономерности отметить не удается, так как начиная с конца нижнего девона и в течение среднего одинаковым распространением пользовались в начале основные базальтовые лавы, затем кислые, липаритовые, сменившиеся дацитами и андезитами. В Учалинском районе эффузивная деятельность закончилась отложением живетских известняков. У нас известняки отсутствуют, но следы их прежнего развития можно видеть в гальках вышележащих конгломератов. Присутствие фаунистически охарактеризованных галек живетских известняков в конгломератах, налегающих на среднедевонскую эффузивную толщу, мы имеем в Учалинском районе, по данным О. А. Нестояновой (1936).

В результате эффузивной деятельности, с конца верхнего силура и в течение нижнего и среднего девона, в нашем районе образовались вулканические свиты, о точной мощности которых сказать что-либо очень трудно, вследствие сильной дислоцированности пород. Вероятно, их общая мощность будет порядка 1.5—2.5 км.

В конце нижнего девона, очевидно, имели место каледонские складчатые движения, которые сопровождались мощными интрузиями. Первой из глубины поднялась ультраосновная магма, образовавшая громадные факолиты, или лакколиты. Самые древние породы, наблюдавшиеся нами в обрывках кровли среди ультраосновных пород, принадлежат к верхнему силуру. Более древних образований ни в Миасском, ни в Учалинском районах не встречено. Из этого можно сделать вывод, что ультраосновная магма при своем поднятии использовала поверхность несогласного налегания верхнего силура на подстилающие, более древние

образования. В дальнейшем ультраосновные породы подверглись повсеместному автометаморфизму и превращению в змеевики. После некоторого перерыва, который, вероятно, не был продолжительным, вслед за перидотитами в породы кровли интрудировали сначала габбро, затем диориты и кварцевые диориты. Все эти породы проникали по тем же ослабленным участкам кровли, что и ультраосновная магма, и по дислокационным трещинам самих перидотитов; значительная часть интрузий габбро распространялась вдоль контактовых плоскостей кровли и перидотитов, залегая в виде более или менее мощных даек, пластовых даек и штоков. Вытянутая по направлению простирания пород форма интрузивных тел и наличие в диоритах первичных ориентированных текстур говорят за то, что тектоническая деятельность продолжалась и в период интрузий, и вторжение габбро, диоритов и кварцевых диоритов происходило в моменты все новых и новых пароксизмов бокового давления, сильно уплотнивших кровлю и делавших ее все более и более жесткой. Из соотношения пород габбро-диоритовой и перидотитовой магм следует, что последние интрудировали раньше, чем габбро и диориты, образующие в змеевиках многочисленные штоки и дайки. Присутствие секущих даек диоритов в габбро указывает на то, что после перидотитов происходила сначала интрузия габбро, затем диоритов и кварцевых диоритов. В конце формирования среднепалеозойского интрузивного комплекса местами происходило появление небольших калийных отщеплений с образованием грано-диоритов.

В вопросе о возрасте ультраосновных комплексов Урала до сих пор не было ясности и в большинстве случаев их относили к верхнепалеозойским (Высоцкий, 1914). Ранее произведенные исследования в Учалинском районе Башкирии (Коптев-Дворников, 1933), а также данные, полученные в нашем районе, говорят об их среднепалеозойском возрасте. Как мы уже видели, обломки всех интрузивных пород присутствуют в конгломератах, отнесенных нами к верхнему девону. Следует указать, что находки змеевиков в гальках конгломератов верхнего девона были сделаны в Учалинском районе,[1] а в последние годы они были обнаружены в конгломератах фаунистически охарактеризованного нижнего карбона Миндякского района (устные сведения Н. И. Бородаевского). С гидротермальной деятельностью габбро-диоритовых интрузий связано небольшого масштаба золотое и медное оруденение нашего района.

Орогенические движения конца среднего девона сопровождались поднятиями отдельных участков, которые затем подверглись энергичному размыву.

Верхний девон характеризуется полным отсутствием вулканической деятельности и развитием осадков, главным образом обломочного характера. Отложения верхнего девона начинаются толщей конгломератов, брекчий и песчаников, лежащих несогласно на дислоцированных и размытых отложениях нижнего и среднего девона. Выше по различным работам, касающимся Южного Урала, мы приводили некоторые данные о характере верхнедевонского размыва и его диапазоне. В нашем районе мы пришли к выводу, что этот размыв был неравномерным. Одни участки подвергались ему в большей, другие в меньшей степени. Полимиктовый характер состава обломков и галек в конгломератах и брекчиях и плохая сортировка материала заставляют предполагать, что в это время не было благоприятных условий для переноса обломков, отлагавшихся тут же, на месте размыва. В некоторых местах обломки сносились в прибрежную зону мелкого моря или разобщенные неглубокие лагуны, где на ряду с конгломератами и песчаниками отлагался также тонкоотмученный материал кремнистых туфитов.

[1] Труды Всесоюзного геологоразведочного объединения, вып. 277, 1933.

Постепенно приток обломочного материала прекратился. На дне углубившегося морского бассейна началось довольно длительное отложение тонкозернистого кремнистого материала, изобиловавшего остатками радиолярий.

Учитывая тесную связь кремнистых осадков в геосинклинальных областях с проявлениями вулканизма, можно считать, что в нашем случае источниками кремнистых осадков были те вулканические области Южного Урала, где продолжались эффузивные процессы. Так, для южной части Миасского района (Контев-Дворников, 1933) и более южных областей Южного Урала (Либрович, 1936) в начале верхнего девона известны излияния преимущественно андезитовых лав, сопровождавшихся большим количеством туфовых накоплений. Эти вулканические процессы сменились затем новыми поднятиями и широко распространенными на Южном Урале процессами размыва. В результате возобновившихся эрозионных процессов в нашем районе произошло отложение грубообломочных конгломератов, состоящих преимущественно из материала кремнистых сланцев, а затем мощных толщ граувакк с пестрым составом мелких окатанных обломков, когда размыву подверглись более глубокие горизонты. Неравномерная зернистость толщи граувакк, быстрая смена слоев в направлении простирания и различная степень сортировки материала указывают на то, что их отложение происходило в условиях мелкого моря.

Возможно, что в нашем районе верхнедевонская эффузивная толща существовала, но она оказалась размытой и вошла в состав обломков граувакк. В последних мы наблюдаем большое количество галек пироксен-плагиоклазовых порфиритов. Отметим попутно, что немного южнее горы Березовой в составе граувакк были находимы гальки габбро, диоритов и диорит-порфиритов.

После верхнедевонского поднятия, сопровождавшегося отложением обломочных пород, в нижнем карбоне наступил период погружения, характеризующийся спокойным режимом подводной среды. Сначала это была полоса мелководья, богатая растительными остатками, где отлагался угленосный и кремнистый материал, затем, по мере постепенного углубления бассейна, осадки стали более глинистыми, пелитовыми и, наконец, сменились известняками с морской фауной.

Нижнекаменноугольные отложения ложились трансгрессивно на размытой и смятой в складки поверхности силуро-девонских пород. Некогда они сплошным плащом покрывали всю площадь, занятую породами зеленокаменной полосы, и были развиты так же широко, как в соседнем к востоку центральном комплексе пород, где осадкообразование в начале нижнего карбона было неравномерным (Мирлин, 1937$_1$). В мульдах оно было максимальным, в антиклинальных зонах меньшим или иногда совсем прекращалось, когда антиклинали оказывались выше уровня нижнекаменноугольного бассейна. По мере накопления осадков происходило постепенное прогибание мульд, причем в них увеличивалась мощность осадков, отчасти за счет антиклинальных частей, с которых отложения сползали под действием собственной тяжести в понижение области мульд. Этим объясняется то обстоятельство, что в настоящее время уцелели только синклинальные части каменноугольного покрова, постепенно смявшегося в спокойные складки, причем развитие синклиналей шло за счет деградации сводовых частей структуры.

Известняками визе кончается известный нам отрезок истории нашего района, однако из литературы мы знаем, что в других районах Южного Урала события конца девона и начала карбона развертывались значительно сложнее.

В послевизейское время, определяющееся промежутком карбон — пермь, на территории зеленокаменной полосы, как и на всем Южном Урале, с боль-

шой силой разыгрались мощные горообразовательные движения герцинской орогенической фазы, причем из совокупности фактов следует, что образующиеся складчатые структуры, налагаясь на предшествующие, лишь с большей интенсивностью повторяли ранее заложенные тектонические черты. Полное согласие в направлении простирания пород и тектонических трещин среднего и верхнего палеозоя говорит за то, что орогенические силы неоднократно действовали в одном и том же направлении.

Герцинская складчатость сопровождалась образованием зон смятия и рассланцованности. Примером такой зоны в нашем районе является зона рассланцованности, идущая вдоль западного склона горы Березовой.

В результате герцинского орогенеза образовались те сложные тектонические структуры, которые сохранились до нашего времени и которые составили предмет описания предыдущего раздела.

С заключительными моментами складчатости было связано вторжение гранитной магмы, происходившее по новообразовавшимся в кровле трещинам нарушений. Граниты сопровождались появлением серии жильных отщеплений цикла малых интрузий, достаточно разнообразных по своим структурам и минералогическому составу. Отчасти на основании аналогии с соседней областью развития докембрийских пород, также интрудированных серией гранитных даек, а отчасти по нашим, весьма незначительным, наблюдениям, мы можем вывести заключение, что появление их не было единовременным, а имело последовательность, разграниченную определенными, вероятно, небольшими интервалами. Не имея достаточных данных для установления этой последовательности, мы можем констатировать, что первыми появились дайки слюдяно-роговообманковых керсантитов, затем плагиогранитов и еще позже — серия даек состава альбитовых гранитов, грано-диоритов и возможно сиенитов. Как будет видно из статьи И. С. Рожкова, наиболее крупные объекты золотого оруденения имели своим источником тот магматический очаг, откуда были инъицированы дайки цикла малых интрузий (микродиориты, сиенит-аплиты, плагограниты). Сюда относятся все главнейшие золотые месторождения нашего района: Мелентьевское, Васильевское, Суковатовское и др. В пределах зоны рассланцованности западного склона г. Березовой, где расположены Мелентьевское, Васильевское и Суковатовское месторождения, породы подверглись интенсивному метаморфизму с образованием кварцево-хлоритовых, кварцево-хлорит-серицитовых, альбит-серицитовых и других сланцев.

Как видно из дальнейшего, некоторые данные позволяют говорить о двух разновозрастных герцинских интрузиях. Однако у нас нет таких фактов, которые бы позволили различить для каждой интрузии как дайковые породы, так и проявление минерализации.

Поднятие гранитной магмы и связанных с ним гидротермальных растворов произвело в нашем районе большие изменения в породах палеозойской кровли, окончательно придало им зеленокаменный облик и те отличительные черты, которые характеризуют исследованный нами комплекс пород.

АКАДЕМИЯ НАУК СОЮЗА ССР

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

И. С. РОЖКОВ

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ МИАССКОЙ ЧАСТИ ЗЕЛЕНОКАМЕННОЙ ПОЛОСЫ

I. ИСТОРИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Развитие рудной промышленности в Миасском районе началось с добычи медной руды. По указу Государственной Бергколлегии медеплавильный Миасский завод начал строиться 7 ноября 1773 г. на р. Миасс. Он был выстроен в 1777 г. и работал до 1816 г. Медная руда доставлялась с Поляковского, Кизникеевского, Покровского и Чистогоровского рудников (Герман, 1808). С 1810 г. медное дело постепенно затухает, и с 1816 г. завод временно обращается в железопрокатный, а потом «в фабрику для выковки оружия».

В 1797 г. в Оренбургскую губернию была отправлена поисковая партия для отыскания руд благородных металлов под начальством Мечникова, который в том же году открыл золотой рудник по рч. Иремель, притоку р. Миасс, и назвал его Перво-Павловским. Вслед за тем Мечников в двух верстах от этого прииска нашел медный рудник, назвав его Берг-Инспекторским Соймоновским.

Для обработки руд в 1798 г. устроена была в Миасском заводе промывальная фабрика с толчеями. Есть указания, что в 1800 г. у самого завода в берегах р. Миасс Мечниковым было открыто россыпное золото.

Что касается жильных месторождений, то они отличались довольно убогим содержанием. Разработка их то прекращалась, то возобновлялась, а в 1815 г. прекратилась надолго. Расцвет золотой промышленности в Миасском районе начинается с 1823 г., с момента открытия богатого Каскыновского прииска по рч. Ташкутарганке. Вслед за ним был открыт ряд приисков. С этого времени добыча золота быстро растет.

До 1876 г. Миасские золотые прииски находились в ведении Государственного ассигнационного банка. С 1877 г. прииски разрабатывались золотопромышленным товариществом. В 1911 г. их приобрело Российское золотопромышленное общество, которое продолжало разрабатывать до 1914 г. Начиная с 1914 до 1920 г. работы велись в небольшом размере старательскими силами. В 1920 г. организовался Миасский золотой округ, и с этого времени золотодобыча снова начала расти. В последние годы добыча золота значительно превышала самую высокую годовую добычу дореволюционного времени.

Характерны некоторые цифры, указывающие на источники золотодобычи. До 1877 г. золото добывалось, главным образом, из россыпей (99.95%). Позднее из россыпей добывалось 91.2%. Трестом «Миассзолото» из россыпей добывается только около 50%.

Следует отметить, что, кроме золота, в Миасских россыпях встречается осмистый иридий. В период интенсивной эксплоатации россыпей в почве разрезов передко открывались золотоносные кварцевые жилы. В 1850—1860 гг. были открыты жилы в Ленинском районе (бывшем Царево-Александров-

ском). Однако эксплоатация рудного золота началась только в конце XIX века. Рудное золото оказывалось значительно дороже, чем россыпное, и для обработки его требовались технические сооружения, что требовало вложения капитала. На эксплоатации рудного золота сказывалось и то, что большинство месторождений отличалось неравномерным (кустовым) содержанием золота.

С начала 90-х годов начали разрабатываться месторождения Мариинское, Николаевское и Кощеевское. С 1890—1900 гг. удельный вес рудного золота начинает несколько подниматься, и к 1905 г. соотношение добываемого россыпного и рудного золота достигает 3 : 1. В дальнейшем, однако, добыча рудного золота развития не получает. Неудачные разведки, проводившиеся в 1912 г. представителями Русско-Азиатского банка и Российского золотопромышленного общества, укрепили отрицательную оценку коренных месторождений (Тихонов, 1914). Только с момента организации Миасского приискового управления разработка рудных месторождений беспрерывно растет и в настоящее время достигает 50% всей добычи.

Из россыпей особенно заслуживают упоминания Князе-Александровская, Мелентьевская, Атлянская и Миасская. Все они в основном выработаны. Особенно богатой из них являлась Князе-Александровская, в которой содержание золота местами достигало до 3 фунтов на 100 пудов (Мушкетов, 1877). Эксплоатация рудных месторождений здесь началась с 1900-х годов. Ряд крупных рудных месторождений был открыт сравнительно недавно: Мелентьевское в 1930 г. и Атлянское в 1931 г.

Кроме золота, в районе отмечается ряд мелких медных месторождений: Тургоякское, Западное и Восточное Березогорские, которые были выработаны в 18-м столетии. Из других полезных ископаемых района следует отметить хромистый железняк, тальковый камень и известняк. Хромистый железняк начали добывать в 1860 г., но более или менее последовательная разработка началась с 1870 г. Два месторождения, Сыростанское и Тургоякское, разрабатывались на протяжении периода с 1870 по 1926 г. с небольшими перерывами.

В 1930—1931 гг. были проведены большие разведочные работы на тальковый камень, выявившие значительные запасы этого полезного ископаемого. Кроме того, в пределах нашего района находятся большие поля известняков, по своим качествам пригодные в металлургии как флюс. В настоящее время известняки эксплоатируются для получения извести. Следует отметить бурые железняки Пугачевой горы. Это месторождение разведывалось в 1905 г. и разрабатывалось в последующие годы. Промышленная ценность его небольшая. В 1934 г. проводилась разведка на флюорит, к югу от ст. Сыростан, где было установлено значительное количество кварцевых жил с невысоким содержанием флюорита. Месторождение пока не эксплоатируется. В рудной промышленности золото в нашем районе всегда занимало первое место, а в последние годы из рудных месторождений разрабатываются только золотые; вот почему при дальнейшем изложении нами уделяется больше внимания золотым месторождениям.

II. КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА И ПРИУРОЧЕННОСТЬ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Почти все породы района содержат месторождения полезных ископаемых. К кристаллическим сланцам и сыростанскому гранитному массиву приурочены месторождения золота, флюорита и мрамора, причем месторождения первых двух полезных ископаемых связаны с гранитами. Золотоносность толщи слабая.

Следующей к западу является зеленокаменная полоса, которая представлена исключительно сложным комплексом пород, преиму-

щественно изверженного происхождения. Образование их связано с длительной вулканической деятельностью, продолжавшейся от верхнего силура до нижнего карбона. По геологическому строению и распространению месторождений зеленокаменная толща неоднородна. Среди нее выделяется ряд зон, подробная характеристика которых дана в работе Е. С. Доброхотовой. Следует здесь отметить миасский надвиг, с которым связано сужение зеленокаменной полосы на широте оз. Тургояк. К северу от этого пережима зеленокаменные породы прослеживаются сравнительно узкой полосой и представлены породами медеиосной сланцевой толщи. К ним приурочены медные месторождения Карабаша. К югу от пережима породы зеленокаменной полосы весрообразно расширяются. Западная зона (предуральская антиклиналь), примыкающая к кристаллическим сланцам, сложена змеевиками и эффузивными породами основной и средней магмы. Вблизи восточной границы этой полосы, параллельно ее контакту, имеется ряд интрузивных тел. Следуя с севера, необходимо отметить небольшие тела кварцевых диоритов, с которыми связаны Тургоякские медные месторождения, кварцевые диориты и диориты оз. Кысыкуль, габбро, слагающие горы западнее Поликарповского пруда и г. Извезную, и диориты западного берега р. Атлян. Все тела имеют продолговатую форму длиной до 3 км и шириной не более 1.5 км.

В полосе перечисленных интрузивных тел известны месторождения золота в виде кварцевых жил и небольших россыпей (месторождения Маркова лога, кварцевые жилы Мишина лога и кварцевые жилы в северной части кысыкульских кварцевых диоритов).

Кварцевые диорит-порфириты также несут иногда небольшую пиритовую и медную минерализацию. На контакте с кристаллическими сланцами докембрия у восточного подножья горы Валежной змеевики полностью превращены в хлоритовые сланцы, тальково-карбонатные породы и типичные тальковые сланцы. Наконец, во многих местах змеевикового поля, главным образом в восточной части его, имеются месторождения хромистого железняка (тургоякские и сыростанские).

В пределах следующей структуры — синклинали Васильевского рудника — развиты разнообразные породы возраста $S_2 — C_1$. Главными породами этой полосы являются диабазы, зернистые и плотные туфы альбитофиров, туфиты, пироксен-плагиоклазовые порфириты, меньше альбитофиры, конгломераты, яшмы и др. Во многих местах они рассекаются интрузивными и жильными породами габбро-диоритового состава и множеством разнообразных по размерам кварцевых жил. В зонах рассланцованности породы претерпели сильный метаморфизм с превращением в различного рода сланцы: хлоритовые, кварцево-хлоритовые, кварцево-серицитовые, кварцево-альбито-эпидотовые, кварцево-альбито-актинолитовые и т. п. В пределах Васильевской складки известно много золотых месторождений. Из них отметим Мелентьевское, Вознесенское, Васильевское, Суковатовское и др. К диабазам нижнего девона приурочено и западное Березогорское медное месторождение.

Во второстепенной березовогорской синклинали развиты верхнедевонские кремнистые сланцы и граувакки. Месторождения с промышленным содержанием здесь отсутствуют, хотя и известны кварцевые жилы.

В пределах центральной антиклинали, сложенной змеевиками, содержащими остатки палеозойской кровли, к диабазам верхнего силура приурочено восточное Березогорское медное месторождение. Еще восточнее располагается область развития пород центрального зауральского комплекса, которому подчинены интрузии гранито-гнейсов со щелочными породами Ильменских гор. По западной окраине этого комплекса вдоль тектонической линии, отделяющей его от зеленокаменной полосы, развиты нижнекаменноугольные кварцитовидные сланцы с подчиненным развитием

типичных кварцево-углистых сланцев, хлорито-амфиболитовые, тальково-карбонатные сланцы и др. К ним же приурочена Миасская кварцево-серицитовая полоса с сульфидным оруденением.

Как известно, щелочные породы Ильменских гор сопровождаются многочисленными, исключительно своеобразными, редкими минералами. В отношении золота могут быть отмечены одни россыпи. Коренные месторождения с промышленным содержанием золота неизвестны.

III. МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА

В нашем районе встречаются два типа оруденения. Один генетически связан с габбро-диоритовыми отщеплениями девонского интрузивного комплекса, а другой с гранитами верхнего палеозоя.

К числу месторождений, вызванных гидротермальной деятельностью магматического очага габбро-диоритовых отщеплений, относятся упоминавшиеся кварцевые жилы Мишина лога, северной части Кысыкульского массива кварцевых диоритов и вкрапленные руды Атляпского месторождения. Рудные минералы этих месторождений представлены главным образом пиритом и халькопиритом.

К верхнепалеозойским месторождениям относится большое количество объектов. Среди них можно выделить две группы. В первой и наиболее крупной месторождения ассоциируются с разнообразными дайковыми телами микродиоритов, плагиогранитов, спешт-аплитов и представлены они как полиметаллическими колчеданными рудами (Мелентьевское месторождение), так и многочисленными кварцевыми жилами окрестностей Васильевского рудника (Вознесенская, Пудовая, Суковатовские, Ваулен-ская, Аникеевская и др. жилы). В кварцевых жилах обычными рудными компонентами являются пирит, халькопирит, сфалерит и галенит. Все эти месторождения очевидно следует связывать с гидротермальной деятельностью того гранитного очага, который дал начало мелким инъекциям цикла малых интрузий.

К верхнему палеозою относится также рассеянная минерализация рассланцованной зоны западного склона горы Березовой и миасской кварцево-серицитовой полосы, расположенной вдоль восточной тектонической границы зеленокаменной полосы.

Другая крайне незначительная группа месторождений обнаруживает уже отчетливую связь с гранитами и залегает среди пород Тургоякско-Сыростанского массива.

Попутно укажем, что со среднепалеозойскими интрузиями связано медное оруденение старых тургоякских рудников.

По морфологическим признакам все золотые месторождения нашего района можно разделить на три группы: 1) рассланцованные зоны с колчеданным и полиметаллическим оруденением; 2) жильные месторождения, кварцевые золотоносные жилы; 3) вкрапленные руды.

А. Рассланцованные зоны с колчеданным и полиметаллическим оруденением

1. Мелентьевское золоторудное месторождение

Общие сведения. Месторождение находится в 8.5 км к ССЗ от г. Миасс и в 500 м к северу от Вознесенской будки, Южно-Уральской железной дороги. В административном отношении месторождение относится к Миасскому району Челябинской области и принадлежит тресту «Миассзолото». Рудное месторождение открыто в 1930 г.

Геолого-петрографический очерк

Рудный участок Мелентьевского месторождения находится на юго-восточном берегу Поликарповского болота и приурочен к зоне рассланцованности, протягивающейся вдоль западного склона горы Березовой. Вмещающими породами месторождения являются различные сланцы: кварцево-хлоритовые, кварцево-хлорито-серицитовые и карбонатные, минерализованные вкрапленностью сульфидов и происшедшие за счет диабазов нижнедевонского возраста. С востока диабазы местами перекрываются узенькими полосками альбитофиров и их туфов. Последние сильно рассланцованы и серицитизированы. Встречаются выходы сургучных яшм и значительные площади заняты туфитами. Далее к востоку с этими породами контактируют кремнистые сланцы, слагающие гору Березовую. Западная часть рудного поля покрыта болотами, но судя по обнажениям в железнодорожной выемке у Вознесенской будки, диабазы сменяются кремнистыми туфитами D_3 и, далее, известняками визейского возраста. Из интрузивных и жильных пород в пределах рудной зоны отмечены сиенитовые аплиты, которые представлены дайкой, залегающей в лежачем боку сульфидного рудного тела.

Петрографическая характеристика диабазов приведена в работе Е. С. Доброхотовой.

В рассланцованных разностях этих пород преобладают структуры метаморфических пород: нематобластическая, лепидобластическая и гранобластическая. В менее измененных породах хорошо выражены диабазовая и офитовая структуры. Приведем химический состав диабазов (аналитик ЦНИГРИ В. М. Ковягина):

Таблица 1

Окислы	Вес в %	Молек. колич.	Окислы	Вес в %
SiO_2	49.04	817	S	0.12
TiO_2	0.43	005	Pb	нет.
Al_2O_3	16.60	163	Zn	0.12
Fe_2O_3	4.00	025	Cu	сл.
FeO	4.95	069	P_2O_5	0.05
MnO	сл.	—	CO_2	2.02
CaO	8.84	158	Потери при прок.	3.20
MgO	7.71	192	H_2O	0.26
K_2O	1.11	012		
Na_2O	1.72	027	Сумма.	100.17%

Пересчет анализа по формуле А. Н. Заварицкого:

A = 78	a = 5.7
C = 124	c = 9.1
B = 345	b = 25.2
S = 822	s = 60.0
	100.0

Согласно полученным коэффициентам a, b, c и s мелентьевские диабазы, по таблице Озанна, соответствуют среднему типу — между диабазами Weehawken и Launceston.

	a	c	b	s
Weehawken	5.4	7.2	280.0	59.4
Мелентьевское	5.7	9.1	25.2	60.0
Launceston	6.2	8.1	24.5	61.2

Пересчет по формуле Ф. Ю. Левинсон-Лессинга (1935) дает следующие коэффициенты:

$$2.25\ \overline{RO} : R_2O_3 : 4.35\ SiO_2\ \ \alpha = 1.65$$

$$R_2O : RO = 1 : 9.5$$

Для сравнения приведем формулы среднего состава диабазов, по Дэли и Ф. Ю. Левинсон-Лессингу (1935).

Средний состав диабазов по Дэли:

$$2.54\overline{RO} : R_2O_3 : 4.65SiO_2;\ R_2O : RO = 1 : 0.64;\ \alpha = 1.68$$

Средний состав диабазов по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу:

$$2.5\overline{RO} : R_2O_3 : 4.2SiO_2;\ R_2O : RO = 1 : 6.2;\ \alpha = 1.62$$

Исключительный интерес представляют гематитизированные разности диабазов, на описании которых мы считаем нужным остановиться. Слабой гематитизацией затронуты почти все породы васильевской зоны, но наиболее сильно гематитизированными оказываются диабазы. Гематит в породах представлен пылевидными частицами, придающими породам фиолетовую до малиново-красной окраску. Диабазы, содержащие гематит, прослеживаются на всей площади; они обнаружены и на глубине. Форма и размер участков, а также интенсивность гематитизации самые разнообразные. В некоторых местах гематитизированные разности содержат карбонат и породы становятся мало отличными от мулдакантов. Следует отметить, что присутствующие в диабазах кварцевые, кварцево-карбонатные и кварцево-эпидотовые прожилки, а местами и хлоритовые секут гематитизированные диабазы. Таким образом, они указывают, что процесс гематитизации предшествовал образованию прожилков. По ряду химических анализов в гематитизированных породах содержится золото, серебро, медь, свинец и цинк. Макроскопически также в некоторых случаях удается видеть примазки медных окисленных минералов в виде отдельных пятен или в виде прожилков и небольших скоплений. Прожилки и скопления иногда встречаются также и в зеленых диабазах. Приведем химический анализ гематитизированного диабаза (аналитик ЦНИГРИ Э. В. Книпович, CO_2 определял Р. П. Ильницкий):

Таблица 2

Окислы	Вес в %	Окислы	Вес в %
SiO_2	45.35	P_2O_5	2.91
TiO_2	0.35	CO_2	1.05
Al_2O_3	5.19	Pb	нет
Fe_2O_3	29.30	Cu	0.14
FeO	2.61	Zn	нет
MnO	0.31	S	0.05
CaO	5.37	Потери при прок.	2.04
MgO	3.06	H_2O гигр.	0.17
K_2O	0.92		
Na_2O	0.31		
		Сумма	99.13%

Пересчет произведен по формуле Ф. Ю. Левинсон-Лессинга:

$$0{\cdot}86RO : R_2O_3 : 3{\cdot}23SiO_2$$

Характерно отметить, что при изменении, по сравнению с нормальными диабазами, содержания почти всех окислов и их соотношений, коэффициент кислотности изменился мало.

Кварцево-серицит-хлоритовые сланцы встречаются около рудного тела сплошных сульфидов. Количество кварцево-серицито-хлоритовых сланцев в рудной зоне довольно ограниченное, хотя серицит часто встречается и в других сланцах. Обычно это зеленые или серовато-зеленые, тонкорассланцованные, а иногда сгофрированные породы. В горных выработках тонкорассланцованные разности легко поддаются разработке даже без применения взрывчатых веществ. Эти сланцы состоят из кварца, хлорита, серицита, пирита, иногда альбита и кальцита. Структура пород лепидобластическая. Иногда в чешуйчатой массе имеются крупные округлые зерна кварца.

Кварцево-хлоритовые сланцы. Внешний облик этих пород зависит от количества кварца. Породы с преобладанием кварца характеризуются плотным массивным сложением с роговиковой структурой. Они часто встречаются с восточной стороны рудного тела сплошных сульфидов. Окраска таких пород колеблется от бледнозеленой до серой. В других породах хлорит присутствует в большом количестве. В строении рудной зоны кварцево-хлоритовые сланцы играют большую роль. В состав их входят также кальцит и иголочки рутила.

Кварцево-хлорит-серицит-карбонатные сланцы по наружному виду не всегда отличаются от кварцево-хлоритовых. Следует отметить, что ни одна из вышеописанных пород не образует какого-либо самостоятельного прослоя. Все они часто сочетаются вместе и образуют небольшие участки, поэтому макроскопически нет никакой возможности отличать их друг от друга. Макроскопическое изучение кварцево-хлорит-серицит-карбонатных сланцев показывает, что они состоят исключительно из карбоната, серицита, хлорита, рутила и пирита. Эти компоненты распределены крайне неравномерно, и отдельные участки иногда сложены почти исключительно карбонатом. Кварц, хлорит и серицит встречаются не всегда, при этом часто хлорит или серицит отсутствуют. Наиболее густая вкрапленность приурочена к серицито-кварцевым участкам. Между тем, в некоторых случаях трещинки, секущие карбонат-содержащие сланцы, выполнены пиритом. Все описанные выше сланцы секутся кварцевыми и кварцево-карбонатными прожилками. Редко в состав прожилков входят альбит и эпидот.

В верхней части рудное тело в висячем зальбанде сопровождается светлыми и светложелтыми каолинизированными породами с участками окремнения. Они были представлены прослоем мощностью от нескольких сантиметров до 1 м, сопровождающим рудное тело по всему простиранию. На глубину такие породы прослежены до 35 м. Позднее аналогичные образования были встречены к югу от сульфидного тела, где образуют зону мощностью до 30 м и по простиранию до 60 м. На глубину они также, очевидно, не заходят ниже 40 м, так как на горизонте 50 м в шахте № 1 они встречены не были. На ряду с ними на горизонте 22 м той же шахты были еще встречены аналогичные породы несколько восточнее, почти на продолжении сульфидного тела, но мощность их в этом месте не превышала 2 м. Судя по внешнему облику, светлые каолинизированные породы имеют простой состав. В основном они представлены глинистой массой иногда с значительной примесью кремнистого материала, который образует линзочки. К востоку и на глубине они сменяются вышеописанными сланцами. Вероятно, обесцвеченные породы представляют продукт выветривания зеленых сланцев. Образование обесцвеченных пород обычно связывают с действием серной кислоты на рассланцованные породы.

Как указывали выше, в пределах Мелентьевского месторождения была обнаружена дайка сиенитовых аплитов. Они характеризуются светлозеленым цветом, мелкокристаллической, почти плотной структурой и богатой вкрапленностью сульфидов. Породы содержат золото и пред-

представляют руду. Длина дайки около 50 м, мощность в среднем 15—20 м; на глубину, согласно буровым скважинам, породы прослежены ниже 150 м.

Дайка сопровождается небольшими апофизами мощностью до 2—3 м. Сиенитовые аплиты также оказываются сильно метаморфизованными. Они разбиты множеством неправильных трещин, местами рассланцованы и замещены серицитом, кварцем и хлоритом. Перечисленные явления сильно изменили их первоначальный облик. Вследствие неодинакового метаморфизма состав пород сильно колеблется. Более свежие разности сиенитовых аплитов состоят из ортоклаза с примесью альбита, кварца, серицита, рудных минералов, хлорита и карбоната.

О р т о к л а з составляет около 40% пород; он образует крупные и мелкие удлиненные кристаллики, расположенные в различных направлениях. Характерным моментом следует считать неровные и зазубренные очертания кристаллов, и поэтому они выступают не резко в отличие от альбита. Двойниковый шов также не резкий и распознается по неодинаковому угасанию отдельных индивидов. Почти всегда по краям ортоклаза развиты мелкие чешуйки серицита и очень редко такие же чешуйки находятся непосредственно среди табличек ортоклаза. Нередко ортоклаз замещается кварцем и значительно реже хлоритом и карбонатом. Минерал отличается от ортоклазов нормального типа. Как известно, угол оптических осей в последних равен 69°, тогда как в нашем случае преобладает $2V = 30°$. Нами произведено большое количество замеров на Федоровском столике и некоторые результаты сведены в таблицу.

Таблица 3

№ шлифов	2 V	Координаты двойниковой оси и полюсов плоскостей срастания								Закон двойникования
		по двойниковой оси				по полюсам				
		Ng	Nm	Np	Полож. Do	Ng	Nm	Np	Плоскости срастания	
628-М	30	90	39	89	[001]	81	10	85	(001)	Манебахский
686-М	37	88	4	88	[001]	83	5	85	(001)	»
14-М	28	89	4	87	[001]	89	4	87	(001)	»
Скв. 13	30	87	4	87	[001]	87	4	87	(001)	»
617-М	28	79	11	90	[001]	—	—	87	(001)	»
683-М	28	88	2	89	[001]	84	6	85	(001)	»

Сотрудник геохимического сектора ЦНИГРИ В. Н. Доминиковский определил показатель преломления минерала иммерсионным методом $Np = 1.521$.

А л ь б и т присутствует почти всегда. Он значительно интенсивнее замещен вторичными минералами, главным образом серицитом. Кристаллы свежего альбита встречаются редко; они характеризуются ясно выраженными прямыми очертаниями, резкими двойниковыми швами и иногда полисинтетическим сложением. В. Н. Доминиковский иммерсионным методом замерил показатель преломления $Np = 1.526$.

К в а р ц в преобладающем количестве является вторичным. Очень редко встречается первичный кварц в виде ксеноморфных выделений между табличками ортоклаза и плагиоклаза. Вторичный кварц распределяется довольно неравномерно. Он сопровождает зерна пирита, нарастая на их

гранях; иногда мелкие зерна кварца нацело замещают породу. Кроме того, сиенитовые аплиты секутся большим количеством прожилков кварцевого и кварцево-карбонатного состава. Наконец, следует отметить кварц, развивающийся на месте ортоклаза в виде неправильных зерен, которые несколько напоминают мирмекитовые вростки.

Серицит в том или ином количестве всегда встречается в жильных породах. В более рассланцованных разностях количество его увеличивается. В сиенитовых аплитах серицит развивается на месте альбита по краям, по двойниковому шву в ортоклазах, а также нередко в виде каемочек окружает зерна пирита и во многих случаях выполняет вместе с кварцем или самостоятельно тонкие прожилки. Следует подчеркнуть, что интенсивность серицитизации в отдельных участках породы далеко не одинакова. Это сказалось и на содержании калия, который в приведенных ниже анализах колеблется в значительных пределах.

Хлорит обычно выполняет промежутки между кристаллами полевых шпатов и в небольшом количестве иногда замещает полевые шпаты.

Кальцит в виде отдельных зерен встречается совсем редко; значительно чаще кальцит обнаруживается в прожилках. Присутствуют иголочки рутила.

Рудные минералы представлены пиритом, в небольшом количестве сфалеритом, теннантитом, галенитом и халькопиритом. Они находятся в виде вкрапленников; имеются, кроме того, тонкие прожилки пирита.

В менее измененных сиенит-аплитах главный породообразующий минерал — ортоклаз — представлен большей частью продолговатыми табличками и широкотабличатыми кристаллами, которые образуют вкрапленники. Нередко обнаруживаются и неправильные зерна ортоклаза. Таблички обычно имеют неровные зазубренные края, по которым всегда почти развиты хлорит и серицит.

Альбит образует идиоморфные продолговатые кристаллы. Редко встречается первичный кварц в виде единичных зерен. Он выполняет пространство между полевыми шпатами.

Описанные соотношения минералов характерны для гипидиоморфнозернистых структур. В отдельных шлифах замечаются структуры, похожие на панидиоморфнозернистые, которые характеризуются идиоморфным развитием слагающих минералов. В свежих породах мы произвели минералогический подсчет планиметрическим методом. Результаты получились следующие: количество полевых шпатов — 67.35%, серицита и хлорита — 18.43%, вторичного кварца — 6.90% и рудных минералов — 6.44%.

Химический состав сиенитовых аплитов. Для сиенитовых аплитов мы имеем два химических анализа. Вследствие неодинаковой интенсивности метаморфизма результаты этих анализов значительно отличаются друг от друга.

Проба из скв. 13 с интервала 142.3 м отличалась более свежим обликом, а под микроскопом количество вторичных минералов было несколько меньше, чем в другой пробе. Поэтому состав ее должен ближе соответствовать первичной породе. Химический анализ производился в геохимическом секторе ЦНИГРИ (аналитик Э. В. Книпович. CO_2 определил Р. П. Ильницкий).

SiO_2	54.92	CO_2	0.04
TiO_2	1.09	PbO	нет
Al_2O_3	8.88	CuO	0.18
Fe	4.64	ZnO	нет
MgO	0.98	S	2.04
CaO	0.94	Потери при прок.	5.91
K_2O	6.10	H_2O 105°	0.13
Na_2O	2.94		
P_2O_5	0.12		
		Сумма	88.91%

Пересчет произведенный по методу А. Н. Заварицкого дал следующие результаты: A = 224, C = 013, B = 161, S = 926; a = 16.9%, c = 1.0%, b = 12.2%, s = 69.9%. Сумма 100.0%.

Согласно А. Н. Заварицкому (1933), порода приближается к сиенитам типа Riz Giut, у которых a = 17.6; c = 1.4; b = 13.8; s = 67.2 и к среднему типу щелочных сиенитов по таблицам Дэли: a = 19.2; c = 2.2; b = 8.7 и s = 69.9.

Согласно пересчету по формуле Ф. Ю. Левинсон-Лессинга, сиенитовые аплиты приближаются к среднему типу щелочных сиенитов. $0.9\overline{RO} : R_2O_3 : 4.93SiO_2$. $\alpha = 2.53$; $RO : R_2O_3 = 0.9 : 1$; $R_2O : RO = 1.88 : 1$.

Соответствующие коэффициенты и соотношения в среднем типе щелочных сиенитов, по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу, $\alpha = 2.55$; $R_2O : RO = 1.56 : 1$.

Вторая проба взята на горизонте 50 м в центральном квершлаге северной стенки в 23 м от маркшейдерской точки № 3. Согласно шлифам, проба эта была представлена более сильно измененной породой с большим содержанием серицита, кварца и сульфидов. Анализ производился в геохимическом секторе ЦНИГРИ аналитиком Э. В. Кишкович.

SiO_2	59.85	P_2O_5	0.10
TiO_2	1.02	CO_2	0.02
Al_2O_3	14.97	PbO	нет
Fe	4.96	ZnO	нет
MnO	0.02	CuO	0.14
CaO	0.88	S	5.12
MgO	0.69	Потери при прок.	4.09
K_2O	10.05	Гигр. H_2O	0.01
Na_2O	0.49		
		Сумма.	93.41%

Пересчет произведен по методу А. Н. Заварицкого:

A = 228	a = 17.2
C = 012	c = 0.9
B = 073	b = 5.5
S = 1010	s = 76.4
	100.0

Из этих числовых характеристик по сравнению с первым анализом видно, что кислотность значительно увеличилась. Порода в связи с этим по таблице «средних типов» А. Н. Заварицкого относится к грано-сиенитовым аплитам, у которых числовые характеристики следующие: a = 17; c = 2; b = 7; s = 74.

Пересчет по формуле Ф. Ю. Левинсон-Лессинга показал следующие результаты: $1.12\overline{RO} : R_2O_3 : 6.3\ SiO_2$. $\alpha = 3.10$. $RO : R_2O_3 = 1.12 : 1$; $R_2O : RO = 2.64 : 1$.

Из этих формул видно, что кислотность и щелочность значительно увеличились по сравнению с первой пробой.

Контактовые изменения сиенит-аплитов с диабазами выражены слабо. В восточном контакте не удается заметить каких-либо изменений ни в тех, ни в других породах. Везде наблюдается резкий контакт между расслапцованными диабазами и массивными сиенит-аплитами. Западный контакт менее отчетливый. То же самое можно видеть и в северном окончании дайки. Однако и здесь контактовый ореол распространяется не более, чем на 1—1.5 м от границы сиенитовых аплитов. Контактовые изменения заключаются в увеличении кварца и серицита. К отличительным особенностям контактовых пород следует отнести присутствие хлорита и

полное замещение полевых шпатов серицитом. Во многих местах были замечены тонкие инъекции мощностью до нескольких миллиметров сиенитовых аплитов, пронизывающих по сланцеватости измененные диабазы.

Форма месторождения

В Мелентьевском месторождении выделяются следующие типы руд: 1 — руды сплошных сульфидов; 2 — вкрапленные руды: а) в сиенитовых аплитах; б) в различных сланцах. Эти руды значительно различаются по содержанию золота и степени минерализации. Друг от друга они отличаются формами залегания.

Руды сплошных сульфидов. Сульфидное тело представляет небольшую сложную линзу, залегающую согласно с вмещающими породами в висячем боку вкрапленных руд, в 2—5 м к западу от восточной границы минерализации и в 5—12 м к востоку от сиенитовых аплитов. Простирание рудного тела в среднем СВ 30°, падение ЮВ 80—85°.

Е. А. Кузнецов (1933) при анализе вопроса приуроченности колчеданных месторождений Урала указывает, что обычно колчеданные залежи развиваются в тех местах рассланцованной полосы, где влияние стресса было значительно ослаблено сравнительно с окружающими пунктами. Рудное вещество легче получало доступ в смятые и раздробленные зоны, защищенные от стресса. Поэтому месторождения колчеданов наблюдаются там, где в зону смятия попали какие-либо твердые глыбы, где сланцы, огибая их и будучи сильно сдавлены на ударных сторонах глыб, в их защищенных местах образовали более спокойную, доступную и в то же время разрыхленную область, предохраненную от плотного сдавливания массивными глыбами. Это находит подтверждение и в нашем месторождении. В местах, где боковые породы оказались сильнее рассланцованными (южная часть), сульфидное тело имеет небольшую мощность, сама руда представляет переслаивание тонких сульфидных прожилков или смесь сульфидного материала с боковыми породами. Кроме того, в нашем месторождении почти на всем протяжении лежачий бок в большей части более рассланцован, чем висячий.

Размеры рудного тела таковы: длина от 35—40 до 60 м. Иногда промышленная часть уменьшалась до 20 м, мощность редко превышает 2 м, в среднем она равняется 0.70—0.90 м. Рудное тело часто расщепляется на 2 или 3 прожилка: среди него выделяются отдельные тела, похожие на самостоятельные линзы, аналогичные по составу. Местами отделяются апофизы. В других местах в рудном теле сохранились линзы кварцево-хлоритовых сланцев. До горизонта 22 м было заметно, что в южной части сульфидное тело резко срезается тектонической трещиной, которая имеет простирание СЗ 330° и угол падения 55—70° на ЮЗ.

Вкрапленные руды в сиенитовых аплитах. Форма вкрапленных руд соответствует форме дайки сиенитовых аплитов. В горизонтах до 28 м, в южной части, эти руды срезаются той же трещиной, которая срезала и сплошные сульфиды. В сегерной части выклинивание нормальное. Согласно разведочным данным дайка в отличие от сульфидного тела залегает почти вертикально без склонения. Простирание ее СВ 30°, падение крутое, восточное, до вертикального. Мощность 15—20 м, длина около 50 м.

Вкрапленные руды в сланцах. Эти руды в Мелентьевском месторождении имеют большое значение. Они представляют в различной степени рассланцованные породы, минерализованные сульфидами, преимущественно пиритом. Общая длина минерализованной полосы около 400 м и мощность до 30 м.

Минералогия месторождения

Руды Мелентьевского месторождения относятся к полиметаллическому типу. Рудообразующие минералы как в рудах сплошных сульфидов, так и во вкрапленниках одни и те же, однако количественное соотношение отдельных минералов далеко не одинаково. Главным рудным минералом вкрапленных руд является пирит и в очень небольшом количестве сфалерит и совсем редко галенит, теннантит, халькопирит и видимое золото. Количество сульфидов в богатых вкрапленниках в среднем равняется около 3% (по объему), из них пирита около 2%, а на долю остальных сульфидов падает не более 1%.

В сплошных сульфидах количество рудных минералов в среднем равняется 70%, из них пирита около 30%, сфалерита 22%, галенита 8—10%, халькопирита 3%, теннантита 3—4%. В составе сульфидной руды обнаружены пирит, сфалерит, галенит, теннантит, халькопирит, золото, магнетит, серебросодержащий минерал, ковеллин, халькозин, пруссит, малахит, азурит, хризоколла, бурый железняк, сурик, охры железа и свинца; из нерудных — кварц, кальцит, альбит, хлорит, серицит, арагонит, антофиллит, барит и биотит. Минералов, содержащих платину, висмут и олово, обнаружено не было. Повидимому, эти элементы присутствуют в виде изоморфной примеси в перечисленных сульфидах.

Пирит встречается всегда и является одним из распространенных минералов; количество его колеблется от 15 до 25%, реже увеличивается до 45% или уменьшается до 5%. Обыкновенно он развит в виде эвгедральных и неправильных зерен размером от 1.0 до 0.01 мм. Во вкрапленной руде в нескольких местах величина их достигает 4 мм. Иногда зерна пирита подвергаются разъеданию кварцем. Пирит всюду является более ранним минералом как по отношению к остальным рудным, так и нерудным.

Магнетит был установлен местами в небольшом количестве. В отличие от других минералов он находится среди нерудной массы кварца, а из рудных минералов с ним соприкасается один пирит. Последний в виде не совсем правильных кубиков включен в зерна магнетита. Большая часть зерен магнетита изъедена кварцем, который пронизывает пирит в разнообразных направлениях.

Сфалерит составляет от 20 до 45% сплошной руды, во вкрапленных же рудах он встречается в значительно меньшем количестве, а иногда отсутствует. В большинстве случаев сфалерит вмещает другие рудные минералы и является цементом для них. Иногда он образует полоски и изолированные участки размером до 1 мм. Часто наблюдается тесное срастание сфалерита с галенитом, теннантитом, халькопиритом, иногда с кварцем. В таких случаях он образует зерна неправильной формы с нерезкими границами. Нередко в сфалерите встречаются мельчайшие точечные эмульсионные включения халькопирита; почти всегда среди него наблюдаются неправильные зерна галенита и реже теннантита, но встречается и обратное — зерна сфалерита размером 0.02 мм и меньше включены в галените. После травления $H_2SO_4 + KMnO_4$ в течение 1—3 м выявляется внутренняя структура зерен сфалерита, которые оказываются состоящими из множества сдвойникованных кристалликов размером 0.03—0.05 мм.

Теннантит встречается не всегда и содержание его в рудах колеблется от 3 до 7%, достигая иногда 10%, или уменьшается до 0.5%. Большая часть зерен теннантита находится в тесном срастании со сфалеритом, галенитом, халькопиритом, кварцем и золотом. Теннантит, как и все другие минералы, имеет неправильную форму зерен с нерезкими ограничениями. Размер зерен колеблется от 0.005 до 0.3 мм. Нередко среди теннантита можно найти включения пирита, кварца и золота.

Галенит является одним из главным рудных минералов, количество его в сплошной руде меняется от 7 до 20%, во вкрапленной же он часто отсутствует. В виде неправильных зерен галенит попадается в срастании со сфалеритом, халькопиритом и теннантитом. В других случаях он включает мелкие изометричные зерна сфалерита, но чаще сам находится среди него. Размер зерен от 0.01 до 0.3 мм. Во всех полировках галенит чистый, неизменепный. При травлении азотной кислотой 1 : 1 в течение 30 сек. С. А. Вахрамееву удалось выявить эмульсионные и петельчатые выделения серебросодержащего минерала.

Халькопирит почти всегда присутствует в рудах в количестве от 0.5 до 7%, в среднем 2—3%. Зерна его неправильны; они находятся или в срастании с описанными минералами, или среди сфалерита и галенита. Размеры зерен не превышают 0.2 мм.

Золото в Мелентьевских рудах не является редким минералом, оно часто обнаруживается в рудах сплошных сульфидов; несколько раз золото было найдено и во вкрапленниках. Нахождение самородного золота в первичных рудах, в частности колчеданных, до последнего времени еще не всеми признается. Принято считать, что большое содержание его является вторичным. В руде нашего месторождения во многих полировках удается видеть самородное золото под микроскопом при увеличении в 270—400 раз. Изучение состава руды и парагенезиса золота приводят к выводу, что золото здесь первичное. Главным доказательством является то, что золото находится в тесном срастании с первичными минералами и, наоборот, за исключением очень редких случаев, где на ряду с первичными минералами и золотом присутствуют вторичные минералы — халькозин или ковеллин (единичный случай), совместное нахождение золота с вторичными минералами, в широком развитии, не отмечено.

Необходимо отметить крайне неравномерное распределение золота в рудах. Большинство полировок оказывается без видимого золота, тогда как в некоторых из них обнаруживается до 15—20 золотинок, приуроченных к небольшому участку. Золото находится в срастаниях с галенитом, сфалеритом, кварцем, халькопиритом, теннантитом и пиритом. Во многих местах зафиксированы более сложные срастания, как, например, теннантит и галенит, сфалерит и золото или халькопирит, теннантит, сфалерит и золото. Форма зерен золота чаще неправильная, угловатая, изометричная, округлая и продолговатая. Размер золотинок от 0.0005 до 0.05 мм, в продолговатых зернах по длине они достигают 0.2 мм. Цвет золота — светложелтый.

Ковеллин присутствует в руде верхних горизонтов. В большинстве случаев он замещает халькопирит, меньше сфалерит и теннантит.

Халькозин большей частью находится вместе с ковеллином, повидимому, частично его замещая. Из других медных минералов еще отмечены азурит, малахит и хризоколла.

Церуссит около трещинок и в пустотках руды, в верхних горизонтах встречается очень часто. В верхних частях месторождения часто встречались охры свинца и в одном случае — сурик.

Кварц из нерудных минералов является главным. Количество его колеблется от 15 до 25%, реже достигает 40%; зерна его неправильной формы располагаются между рудными минералами. Он имеет слабоволнистое погасание. Часто встречается пористый кварц, лоскутный, друзовидный, онгедральный кварц замещения и пластинчатый.

Барит первоначально встречен на плоскостях скольжения в сульфидной руде в висячем боку в виде нескольких табличатых кристалликов светложелтого цвета. Затем в несколько большем количестве был обнаружен в шлифах с глубины 100 м скв. 19. Кроме того, небольшая баритовая линзочка была подсечена квершлагом на горизонте 100 м.

Хлорит отдельными чешуйками, реже скоплениями, примешан к кварцу. Во вкрапленной руде иногда образует ореолы вокруг зерен пирита.

Серицит в незначительном количестве примешан к кварцу или находится непосредственно между рудными минералами.

Кальцит встречается спорадически, но иногда в большом количестве вместе с кварцем, хлоритом и серицитом. В одном шлифе было встречено несколько зерен эпидота.

Обнаружены еще альбит, а в секущих руду прожилках — арагонит, антофиллит и биотит.

Касаясь структур руды, можно подчеркнуть, что мелентьевская сплошная руда обладает структурами, характерными для гипогенных образований. Из них наибольшим распространением, по классификации И. Ф. Григорьева (1928), пользуются структуры отложения: зернистая, субграфическая и полосчатая, затем структура распада смеси эмульсионная и, реже, встречаются структуры замещения.

В субграфических структурах количество срастающихся зерен не ограничивается двумя минералами, чаще же срастания бывают трех, четырех и более: например, галенит, сфалерит, теннантит или халькопирит, галенит, сфалерит, теннантит, золото и т. п.

Химический состав первичных руд сплошных сульфидов

В Мелентьевском месторождении, кроме окисленной зоны, другие зоны вторичного изменения не получили достаточного развития. Начиная с глубины 7—9 м, где кончилась в основном окисленная зона, руда представлена была в преобладающем количестве первичными сульфидами и в незначительном количестве обнаруживались вторичные сульфиды: ковеллин, халькозин. Состав сульфидной руды до горизонта 22 м для большинства компонентов мало отличается от руды более глубоких горизонтов. Поэтому приводимые анализы могут до некоторой степени характеризовать состав руды месторождения:

Окислы	Анализы I	Анализы II	Окислы	Анализы I	Анализы II	Примечание
Pb . . .	16.15	14.05	K . . .	0.21	—	I. Анализ акционерного общества Франкфурт—Берлин. II. Анализ произведен в Платиновом институте Академии Наук СССР
Zn . . .	13.25	12.01	MgO . .	0.08	0.34	
Cu . . .	0.90	1.74	As . .	0.07	—	
Sn . . .	0.06	—	CaO . .	—	0.50	
Bi . . .	0.018	—	S . . .	31.23	39.02	
Sb . . .	—	—	Cl . . .	нет	—	
Wo . . .	нет	нет	Cr . . .	—	—	
Fe . . .	19.82	25.83	P . . .	—	—	
SiO_2 . .	7.08	3.49	Mn . .	—	—	
Al_2O_3 . .	8.36	2.83				
			Сумма . . .	97.39	99.81	

Фазы рудообразования и последовательность отложения минералов

Разрешение этого вопроса осложняется тем, что слагающие месторождение диабазы претерпели сильное зеленокаменное перерождение с образованием альбито-хлоритовых и альбито-хлорит-эпидотовых сланцев, а иногда и сланцев, содержащих кварц, карбонат, актинолит и серицит, еще до начала рудного метаморфизма. Кроме этого, оруденелые зоны вместе

со всеми вмещающими породами подверглись изменениям и после окончания рудного цикла. Все это сильно затрудняет распознавание процессов метаморфизма, которые связаны с рудообразованием.

Рудоносные зоны представлены кварцево-хлоритовыми, кварцево-хлорит-серицитовыми и кварцево-хлорит-серицит-карбонатовыми сланцами и жильными сиенитовыми аплитами. Оруденению подверглись все перечисленные породы; они пронизаны тонкой вкрапленностью сульфидов, преимущественно пиритом, образуя так называемые вкрапленники. Кроме вкрапленников к востоку от жильных пород, параллельно последним, среди сланцев залегает сульфидное тело, состоящее из сульфидов свинца, цинка и меди.

Наблюдаемые факты приводят к следующей схеме рудообразования. До внедрения дайки сиенитовых аплитов существовала трещина раскола, в которую интрудировала магма, давшая сиенитовые аплиты. Несколько позднее конца ее кристаллизации началось интенсивное боковое давление. Со складчатостью связано образование сланцеватых пород и раздробление сиенитовых аплитов. Образовавшиеся сланцы явились путями проникновения жидкого рудного раствора первой фазы. С рудным раствором первой фазы связано образование большой зоны (по простиранию около 400 м) пиритовых вкрапленников, хлоритизация и окварцевание. В состав рудных растворов входили SiO_2, CaO и K_2O, а из рудных минералов — много пирита и в незначительном количестве сульфиды цинка, меди и свинца. Растворы первой фазы обладали сильным метасоматическим воздействием; особенно интенсивно породы замещались кварцем. В месторождении часто удается видеть линзовидные участки, состоящие нацело из кварца. Значительно реже встречаются участки, состоящие почти сплошь из мелких зерен кальцита.

Процесс серицитизации прошел, очевидно, несколько позднее. Во многих местах было замечено, что прожилки серицита секут окварцованные участки. Самым ранним минералом следует считать пирит. Его идиоморфно-развитые кристаллы почти всегда оказываются окруженными стебельчатым кварцем, хлоритом, серицитом, а иногда и кальцитом. Во время интенсивной циркуляции растворов продолжались и слабые тектонические движения. Под их влиянием многие зерна пирита подверглись деформациям и раздроблению.

Первая фаза закончилась образованием тонких прожилков пирита с небольшой примесью сфалерита, галенита и халькопирита. Прожилки имеют ограниченное распространение. Они приурочены, главным образом, к сиенитовым аплитам, причем, согласно преобладанию в прожилках рудных минералов, следует считать, что раствор был более концентрированный, чем первый.

По окончании первой фазы тектоническая деятельность усилилась. С этим периодом связано образование трещины, которая явилась местом проникновения концентрированного сульфидного раствора, давшего сплошные сульфиды. Трещина, очевидно, в большей части была открыта, хотя часть сульфидов также пронизывала и боковые сланцы, образуя послойно в них тонкие сульфидные прожилки. В других местах, где хлоритовые сланцы были сильно рассланцованы и перемяты, сульфидная масса пропитывала эти сланцы, в результате получилась механическая смесь сульфидов с материалом вмещающих пород. В таких случаях контакт между рудой и боковыми породами постепенный. В большей части рудное тело с боковыми породами имеет резкий контакт.

Количество нерудных минералов в руде непостоянно. Иногда последних немного, в других случаях, наоборот, они преобладают. В среднем нерудных минералов содержится 25—30%. Из них преобладает кварц и карбонат, присутствует альбит, серицит и хлорит, но в очень ограниченном количестве. Структуры руды в сплошных сульфидах (преобладают субграфические

зернистые, эмульсионные и др.) характеризуют одновременную, или почти одновременную кристаллизацию.

Все эти факты указывают, что раствор второй фазы был привнесен в виде одной порции и что он был концентрированный, а резкие контакты и очень слабый метаморфизм боковых пород свидетельствуют о слабом метасоматическом действии рудного раствора. Последняя рудообразовательная стадия зафиксирована безрудными, кварцевыми, кварцево-карбонатными, кварцево-альбитовыми и арагонитовыми прожилками. Они выполняют пустотки, а также трещинки в руде сплошных сульфидов. В единичных случаях на друзах кварца редко обнаруживается халькопирит, а в плотном кварце иногда кристаллы теннантита.

Значительно позднее конца рудного цикла снова начались тектонические движения. Рудное тело под влиянием давления во многих местах подверглось перемещениям. Следует отметить находку нескольких кристалликов барита, выросших на плоскости скольжения в сульфидном теле. Остаточные растворы заполнили образовавшиеся в руде трещины. Растворы поступали неодновременно.

Часто встречается кварц двух генераций в виде прожилков, пересекающих друг друга. Наблюдаются и микроперемещения. Более ранним являлся серый кварц и кварцево-альбитовые прожилки, за ним следовал белый кварц и прожилки кварцево-карбонатного состава и самыми последними были кальцитовые прожилки. Они секут сульфидные прожилки; так же как и в теле сплошных сульфидов, мы здесь обнаруживаем значительные тектонические перемещения, происходившие после формирования прожилков. Последние оказываются разорванными, а их части смещенными по отношению друг к другу. Некоторые из прожилков (чаще всего северозападного направления), совпадающие с направлением перемещений, претерпели дробление и перетирание. Присутствует много трещин, ничем не заполненных.

2. Миасская кварцево-серицитовая полоса с сульфидным оруденением

Эта полоса в смысле золотоносности представляет большой интерес, хотя промышленное ее значение не ясно.

Миасская кварцево-серицитовая полоса была установлена геологом Н. И. Кураевым (1932), по мнению которого она приурочена к тектоническому шву между Ильменским комплексом и толщей зеленокаменных пород долины р. Миасс. Она отстоит на широте д. Бойдашевой на 5 км к востоку от Карабашской меденосной полосы. Минерализованные серицитовые породы прослеживаются на протяжении 25 км от с. Карабковского до д. Бойдашевой; кроме того, они зафиксированы в г. Миассе по Орловской, Свиридовской, Кундравинской и другим улицам и на правом берегу р. Миасс, ниже б. Чекановского моста. Н. И. Кураев предполагает, что серицитовая полоса проходит через россыпь Нижнемиасского прииска, мраморную промывку и за Поликарповский торфяник. Кроме серицитовых сланцев, в состав этой полосы входят слюдяные сланцы с гранатом, хлоритовые, актинолитовые и кремнистые сланцы, амфиболиты, известняки и гранит-порфиры.

Минерализованными оказываются, преимущественно, кварцево-серицитовые сланцы. Из рудных минералов развит, главным образом, в виде вкрапленности пирит. Мощность минерализованных пород около 20 м. Содержание золота в них колеблется от 0.4 до 3.7 г/т. В некоторых местах серицитовые сланцы секутся тонкими кварцевыми прожилками.

Н. И. Кураев с этой серицитовой полосой связывает генезис почти всех россыпей долины р. Миасс и, в частности, генезис богатых в прошлом россыпей бывшей Андреевской дистанции. На основании этого он склонен считать, что россыпи по долине р. Миасс не аллювиального характера, а элювиального.

Б. Кварцево-золотоносные жилы

Васильевское месторождение находится в 2 км к югу от железной дороги и в 1.5 км к западу от горы Березовой. Оно славилось богатым кустовым золотом. Рудная зона мощностью до 50 м (на поверхности) расположена между известняками с запада и микродиоритами с востока. Породы ее сильно изменены и представлены обесцвеченными и каолинизированными туфитами глинисто-кремнистого состава, кремнистыми сланцами, зернистыми туфами кварцевых альбитофиров и кварцевыми альбитофирами. На контакте с известняками эти породы превращены в брекчиевидные разности. Месторождение представлено рядом кварцевых прожилков, секущих породы рудной зоны, связанных с кварцевой жилой «Толстуха».

«Толстуха» залегает близ контакта с породами рудной зоны в микродиоритах. Ее простирание СВ 30° и угол падения 45—80° на запад. Мощность жилы не превышает 3 м; по длине она прослежена метров на 150. Местами она разветвляется и дает сеть кварцевых прожилков. В некоторых местах кварцевая жила раздроблена и смешана с вмещающими породами. С западной стороны она не выходит за пределы интрузивных пород, но в этом месте от нее отходит сеть тонких кварцевых прожилков, расположенных поперечно к главной жиле. Мощность их от 0.5 м до 2 см.

Преобладающие элементы залегания прожилков: СЗ 300° угол падения 50° на ЮЗ, СЗ 350° угол падения 20° на СВ, СЗ 325° угол падения 85° на СВ, ЮЗ 224° угол падения 55° на ЮВ, ЮЗ 245° угол падения 75° на ЮВ.

Минералогический состав жилы и прожилков заметно отличается. «Толстуха» состоит из молочнобелого, местами обохренного, массивного кварца с редкими пустотками, выполненными горным хрусталем. Золото в нем почти не содержится. Кварц в прожилках значительно сильнее обохрен, а в некоторых из них встречается и пирит. В зальбандах прожилков часто наблюдается темнобурая глинистая масса. Золотое оруденение имеет кустовой характер и приурочено к тонким прожилкам кварца в местах их пересечения с участками и полосами каолинизированных боковых пород.

Следует указать, что прожилки, идущие от жилы на восток, оказываются практически незолотоносными. В их состав, кроме кварца, входит карбонат и аксинит, а из рудных минералов — пирит и халькопирит. Пирит в значительно большем количестве концентрируется в зальбандах; золотоносность пирита слабая.

Из других месторождений кустового типа коротко опишем Вознесенское месторождение и жилу Пудовую. Вознесенское месторождение находится в 500 м южнее Вознесенской железнодорожной будки. Месторождение представлено кварцевыми жилами мощностью от нескольких сантиметров до 0.5 м, вытянутых в направлении СВ 30°; падение прожилков разнообразное. По составу кварцевые жилы не отличаются друг от друга; кроме кварца в них присутствует альбит, редко пирит и железный блеск. Золото приурочено к пересечению кварцевых прожилков. Вмещающими породами являются рассланцованные диабазы. Жилы залегают вблизи контакта с кремнистыми туфитами.

Жила Пудовая получила название в связи с нахождением в одной глыбе кварца, залегающей на поверхности, около пуда золота (Кураев, 1928). Месторождение представлено несколькими жилами, залегающими среди диабазов. Одна из них прослежена на расстоянии около 140 м. Простирание ее СВ 10—30°. Падение 60—80° на СЗ. Большая часть золота, которое потом было добыто, содержалось в тонких кварцевых проводниках. Золото приурочено к глинистой примазке лежачего бока жил вблизи небольших сдвигов. Минерализация жил бедная, в более мощных жилах редко встречается вкрапленность пирита, халькопирита и галенита.

Кварцево-золотоносные жилы Суковатовского участка. В пределах Суковатовского участка известно более десятка кварцево-золотоносных жил. Месторождение расположено между горой Березовой и горой Лиственной по обе стороны Миасс-Златоустовского тракта, в 8 км на запад от г. Миасс. Все кварцевые жилы залегают в измененных диабазах, которые вблизи жил рассланцованы, хлоритизированы и частично серицитизированы. По вещественному составу выделяются жилы кварцевые, кварцево-альбитовые, кварцево-карбонатные и кварцево-эпидотовые. Альбит, карбонат и эпидот примешаны к кварцу в небольшом количестве. Кварц обычно молочнобелого цвета массивного сложения, иногда с пустотками, в которых развиты кристаллики горного хрусталя и, редко, эпидота и турмалина. Большая часть жил минерализована пиритом; халькопиритом, галенитом и сфалеритом. Минерализация не во всех жилах одинаковая. В некоторых из них присутствуют все перечисленные сульфиды, в других присутствует только пирит. Встречаются кварцевые жилы, содержащие гематит.

Золотоносность этих жил слабая и не все они разрабатываются. Золото распределяется неравномерно. Замечается, что жилы, минерализованные сульфидами, оказываются более золотоносными. Жилы кварцево-карбонатного и кварцево-эпидотового состава являются почти не золотосодержащими. Опишем несколько подробнее некоторые жилы, которые разрабатываются или разрабатывались.

Герасимовская жила находится в 200—250 м на юг от тракта; длина ее около 130 м, мощность 0.1—2.0 м. Простирание СВ 40—45°, угол падения 60° на ЮВ. Жила представлена молочнобелым кварцем массивного сложения, содержащим местами пустотки, в которых развиты кристаллики горного хрусталя и турмалина. Минерализация в жиле почти отсутствует и только в контактовых частях ее заметны кубики пирита и значительно реже халькопирит, сфалерит и галенит. Золото распределено неравномерно.

Жила Березовая пересекает долину р. Березовой в верхней ее части. Простирание ее СВ 60°, общая длина около 90 м, мощность в среднем 0.5 м. Разрабатывалась только северо-восточная часть. Кварцевая жила минерализована пиритом, халькопиритом, галенитом и сфалеритом.

Аникеевская жила расположена у Златоустовского тракта. Она представлена двумя кварцевыми жилами; западная мощностью 1.5 м и восточная 0.7 м. Направление жил СВ 15—30°, падение 75—80° на СЗ. Промышленной является восточная жила. Она представлена рядом тонких прожилков, частью расположенных поперечно к западной жиле. Кварц обохрен и минерализован пиритом, галенитом, сфалеритом, реже халькопиритом.

Вауленская жила, в отличие от описанных, прослеживается по простиранию на 500 м; мощность ее в среднем 0.5 м. Простирание жилы СВ 40°, угол падения колеблется от 20 до 60° на СЗ. Минерализация такая же, как и в предыдущих жилах, но более богатая. Содержание золота связывалось с присутствием галенита.

Остановимся коротко на золотоносности обесцвеченных пород. Такие породы беспрерывно прослеживаются у западного подножия горы Березовой, вблизи контакта кремнистых сланцев с диабазами, начиная с широты Мелентьевского месторождения до южной границы района. Процессу обесцвечивания и каолинизации подверглись все породы без исключения: туфы альбитофиров, альбитофиры, диабазы и др. Характерно отметить, что первичная структура пород сохраняется полностью. Эти породы очень близко напоминают породы мезозойской коры выветривания.

Во многих местах эти породы пробовали разрабатывать, и там, где они секутся тонкими кварцевыми прожилками, эксплоатация их была выгодна.

В состав прожилков входит светлосерый, реже молочнобелый кварц иногда с примесью альбита. Из рудных встречается пирит. Особенно густые концентрации лимонитизированных кубиков пирита местами наблюдаются в зальбандах прожилков.

Все вышеописанные месторождения, за исключением Миасской кварцево-серицитовой полосы, приурочены к васильевской зоне. Остановимся коротко на кварцевых жилах р. Каменки.

Месторождение представлено несколькими кварцевыми жилами, из которых некоторые оказались золотоносными. Жилы приурочены к северной части кысыкульских кварцевых диоритов, в этом месте сильно рассланцованных и измененных гидротермальными процессами. В месторождении выделяются кварцевые жилы двух генераций: к первой генерации принадлежит серый кварц, иногда содержащий альбит, и из рудных спорадически пирит и, редко, галенит; ко второй — молочнобелый кварц совершенно не минерализованный. Золоторудным оказывается серый кварц. Золото распределено отдельными столбами. Месторождение выработано не полностью.

В заключение описания жильных месторождений следует упомянуть о кварцево-золотоносных жилах, залегающих в тургоякских гранитах. Кварцевые жилы среди указанных гранитов не являются редкостью, но большая часть их оказывается слабо золотоносными. Из них одна жила, так называемая Заозерная, немного разрабатывалась в 1935 г. Жила находится в 2.5—3 км на ЮЗ от оз. Тургояк и залегает в биотитовом граните; простирание ее ЮЗ 260—270°, падение крутое на юг. Кварц жилы молочнобелый, минерализованный пиритом, и очень редко встречается еще галенит. Аналогичные по содержанию золота жилы отмечены в районе ст. Сыростан (одна в 1 км к северу от Сыростанской железнодорожной петли, вторая на просеке в 400 м к северу от ст. Сыростан). Кварц их белый и содержит редкую вкрапленность пирита. Встречаются кварцевые жилы, так называемые «кресты», в верховьях небольшой россыпи, находящейся у юго-западного подножья горы Пугачевой. Некоторые из них густо минерализованы пиритом. Кварц светлосерый. Золотоносность слабая. Были также опробованы дайки гранит-порфиров и аплитов, содержащих вкрапленность пирита. Результаты опробования были неудовлетворительны: золото было обнаружено почти во всех пробах, но в незначительных количествах.

В. Вкрапленные руды

К этому типу из промышленных месторождений относится Атлянское месторождение. Оно находится в 15 км к западу от г. Миасс на правом берегу р. Атлян и приурочено к габбровому массиву. Согласно описаниям Н. И. Бородаевского (1935), интрузивное тело габбро зажато между змеевиками на востоке и кремнистыми породами на западе. По форме интрузивное тело напоминает дайку с крутым падением на восток. Характерными особенностями пород, слагающих дайку, являются порфировидные и такситовые структуры и неоднородный состав.

Вдоль восточного контакта интрузии проходит полоса рассланцованных и сильно измененных динамо-термальным метаморфизмом габбро. Вся центральная часть массива вскрыта разрезами, из которых добывают минерализованные золотоносным пиритом породы. Пирит располагается неравномерно; замечено, что количество пирита увеличивается в лейкократовых разностях габбро. Кроме пирита, наблюдается незначительная вкрапленность свинцового блеска и халькопирита. Большим развитием пользуются секущие прожилки, состоящие из альбита, кварца, карбоната, актинита и хлорита. В альбитовых прожилках спорадически встречается пирит.

В месторождении разрабатываются кварцево-альбитовые прожилки, приуроченные к лежачему боку дайки, с которым связано образование золотых кустов, достигающих нескольких килограммов. Обычно такие прожилки имеют простирание под некоторым углом к линии контакта. В тех местах, где они подходят к контакту с кремнистыми сланцами, в большинстве случаев и встречаются кусты золота.

В заключение остановимся на золотоносности пород Ильменского щелочного комплекса и окружающих их гранито-гнейсов. Выше мы указывали, что мелкие россыпные месторождения в пределах Чашковских гор и на территории Ильменского заповедника имеются. Однако рудные месторождения, за счет которых образовались россыпи, остаются неизвестными.

Россыпи, развитые на склонах Чашковских гор, в последние годы исследовал А. П. Сигов (1935). Он произвел опробование гранито-гнейсов и секущих их кварцевых и пегматитовых жил, причем во всех пробах химическими анализами было установлено золото. Золото из россыпей мелкое, слабо окатанное. Встречается осмистый иридий в виде неокатанных пластинок.

IV. МЕСТОРОЖДЕНИЯ МЕДИ

Известные в нашем районе медные месторождения, Тургоякские и Березогорские, были выработаны в начале развития медной промышленности. Из описания И. В. Мушкетова (1877) мы узнаем, что рудники эти разрабатывались в конце 18-го и в начале 19-го столетия и что глубина их выработок не превышала 40 м с содержанием меди до 8% и более. Согласно А. Н. Заварицкому (1927), одна из шахт Михайловского рудника (Тургоякское месторождение) в 1910 г. была расчищена Кыштымским заводом. Данные о результатах этих работ не удалось получить, кроме указания, что здесь кварцевые медные руды залегают в змеевиках. Тургоякские месторождения находятся в 4 км к ЮЗ от ст. Тургояк. Известны три месторождения: Михайловское, Исаковское и Троицкое, расположенные на одной линии северо-восточного направления, протяжением около 1 км.

Геологическая обстановка этих месторождений одинакова. Вся площадь Тургоякских медных месторождений сложена змеевиками, среди которых имеются дайки кварцевых диорит-порфиритов. Встречаются аплитовидные породы, которые в виде тонких жил секут и змеевики и кварцевые диорит-порфириты. С кварцевыми диорит-порфиритами генетически связаны медные месторождения. Полевые наблюдения показывают, что Троицкое и Исаковское месторождения приурочены к восточному контакту западной дайки кварцевых диорит-порфиритов с змеевиками, Михайловское располагается среди рассланцованных змеевиков. Как видно из старых отвалов, месторождения были представлены кварцевыми жилами, минерализованными медными минералами и пиритом. Кварц темносерого цвета со стеклянным блеском в связи с окислением халькопирита и пирита по трещинкам окрашен в зеленые, синие и желто-бурые цвета. В редких случаях халькопирит и пирит сохранились неизмененными.

Змеевики и диориты вблизи контакта с кварцевыми жилами тоже минерализованы. Химический анализ пробы из кварца, взятой Е. Н. Белинским, показал:

SiO_2 . . .	87.66%	Cu	2.0%
Al_2O_3 . . .	1.88	S	0.24
Fe	2.74	As	0.06

Химические анализы взятых нами проб из кварца каждого месторождения показали следующее (см. таблицу 7 на стр. 265).

Восточное и западное Березогорские месторождения приурочены к рассланцованным диабазам и являются

Таблица 7

Название месторождения	Содержание в %				
	Au	Ag	Pb	Zn	Cu
Михайловское	Сл.	нет	0.7	1.28	0.39
Исаковское	0.4	сл.	0.5	0.88	0.99
Троицкое	0.4	сл.	0.5	0.82	0.98

месторождениями вкрапленного типа. Медные руды представлены в виде медной зелени, сини и колчедана. Они находятся спорадически рассеянными в массе рассланцованных пород в форме зерен и мелких прожилков (Мушкетов, 1877).

Западное Березогорское месторождение находится в 6 км с СЗ от г. Миасса на северо-западном склоне горы Березовой. Старые работы представлены небольшой ямой и рядом шурфов. В восточной и южной стенках можно наблюдать примазки медной зелени на плоскостях отдельностей в диабазах (Белинский, 1933).

Восточное Березогорское месторождение находится в 4.5 км к ССЗ от г. Миасса, на восточном склоне горы Березовой. Старые работы представлены штольней и большой ямой. Штольня пройдена на юг; длина ее 28 м. Диабазы в этом месте рассланцованы и содержат вкрапленность пирита, халькопирита и медной зелени. В первой половине штольни, вкрест простирания диабазов, залегает кварцевая жила мощностью 5 см, выходящая в обеих стенках из штольни. Кварц жилы обохрен и по трещинкам имеет примазки медной зелени.

V. МЕСТОРОЖДЕНИЯ ХРОМИСТОГО ЖЕЛЕЗНЯКА

Небольшие скопления хромистого железняка среди змеевиков встречаются очень часто. В полосе змеевиков предуральской антиклинали, в восточной ее половине, имеются более или менее крупные месторождения; на севере Тургоякское, в районе ст. Сыростана — Сыростанское. Эти месторождения разрабатывались беспрерывно с 1870 по 1926 г. и дали хромистого железняка: сыростанское —8750 т с содержанием Cr_2O_3 40—48%; Тургоякское —13 350 т с содержанием Cr_2O_3 от 40 до 50%. Змеевики вблизи рудных тел рассланцованы, смяты и местами в них наблюдаются брекчии трения и зеркала скольжения. В Тургоякском месторождении особенно хорошо выражены два направления, по которым происходили перемещения, первое СЗ 345° и второе СВ 45°.

Тургоякские месторождения начинаются в 3 км к ЮЗ от с. Тургояк и прослеживаются до Южно-Уральской железной дороги. Большинство месторождений выработано. Одно из значительных месторождений, так называемая Симская яма, находится в 3.5 км на ЮЗ от ст. Тургояк. В восточном и южном борту ее можно видеть среди выветрелых и рассланцованных хризотиловых змеевиков небольшие желваки хромита. По устному указанию гр. Новикова, работавшего здесь ранее десятником, месторождение с поверхности имело мощность 2—3 м, с падением на восток под углом 75° и погружением к северу на 15—25°. В средней части на глубине 10 м мощность рудного тела достигала 7 м, а на глубине 35 м снова уменьшалась до 4 м.

Сыростанское месторождение описано А. Н. Заварицким (1912); оно располагается к ЮВ от с. Сыростан и прослеживается дугообразной полоской в направлении СВ на протяжении свыше 2 км. Вмещающими

породами являются рассланцованные змеевики. Судя по выработкам, месторождение представлено было рядом изолированных гнезд. Одно из них, в то время работавшееся, описано А. Н. Заварицким: «Гнездо хромистого железняка, имевшее форму вздутой линзы мощностью около сажени, сверху книзу шло, переживаясь и постепенно выклиниваясь, с крутым западным падением и склонением к югу сначала крутым, а затем пологим».

В общем для обоих месторождений следует отметить, что преобладающими формами рудных тел являются линзы, иногда переходящие в жилы. Размер их в длину от 3 до 40 м и мощность от 0.5 до 10 м. Линзообразная форма характерна как для массивных руд, так и для вкрапленных; отдельных изолированных линз мало, чаще они встречаются группами. Границы между рудными телами и вмещающими породами постепенные. Обычно в контакте между вмещающими породами и сплошным рудным телом имеется зона вкрапленников. В трещинках, секущих руду, а также и в трещинках боковых пород встречаются хлорит, карбонат, уваровит, родохром и др. Приведем два химических анализа хромитовой руды из Тургоякского месторождения:

Таблица 8

Окислы	Анализы I	Анализы II	Окислы	Анализы I	Анализы II
SiO_2 . .	8.4	9.1	CaO . .	0.88	1.35
Fe_2O_3 .	14.42	15.78	MnO .	0.13	—
Mn_2O_3 .	13.68	13.90	V . . .	—	0.21
Cr_2O_3 .	42.41	39.33	TiO_2 .	—	—
MgO . .	17.67	18.15	P_2O_5 .	—	—
Потеря при прок.	—	—	—	—	2.22
			Сумма . . .	97.59	100.00

VI. МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЖЕЛЕЗА

Пугачевский рудник бурого железняка. Месторождение находится у восточного склона Пугачевской горы в 8.5 км на СВ от ст. Сыростан и в 1.5 км на ЮЗ от оз. Тургояк. Согласно Барбот-де-Марни (1910), месторождение представлено рудной залежью, происшедшей путем постепенного оруденения слоистого песчаника, залегающего среди глинистых сланцев. Анализ руды: SiO_2 — 12.96%, P_2O_5 — 0.94%, MnO — 2.88%, H_2O — 11.30% и Fe — 46.72%. Мощность рудной залежи около 5 м, длина около 80 м. Разрабатывалось неглубокими ямами, расположенными бессистемно.

VII. МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТАЛЬКОВОГО КАМНЯ

Вблизи контакта с кристаллическими сланцами змеевики претерпели сильные изменения, выразившиеся в окварцевании, рассланцевании, оталькования и карбонатизации. Особенно резкие изменения змеевиков наблюдаются у восточного подножия горы Валежной. В этом месте они почти полностью превращены в хлоритовые сланцы, тальково-карбонатные породы и типичные тальковые сланцы. Последние и являются объектом добычи. В 1931 г. месторождение разведывалось Н. С. Машлиным. Месторождение находится в 8 км к югу от ст. Сыростан по дороге к Песчаному озеру.

Промышленный участок представляет полосу шириной от 50 до 120 м и длиной 1135 м, меридионального направления. Залегание продуктивной толщи довольно выдержанное, простирание СВ 25° до СЗ 355°, падение от 42° до 48° на восток. Часто среди тальковых сланцев встречаются линзочки змеевика. Юго-восточная часть района месторождения сложена змеевиками и тальковым камнем. С восточной стороны к месторождению примыкают кремнистые сланцы. Тальковый камень представляет мягкую, жирную породу, зеленовато-серого цвета. Под микроскопом в его состав входит тальк, серпентин, редко хлорит, карбонат, магнетит и хромит.

Между змеевиками и тальковыми породами наблюдается постепенный переход. В состав змеевиков из района месторождения входит серпентин, карбонат, тальк, хлорит и рудный минерал. Химический состав змеевиков и талькового камня показан в таблице 9 (в %).

Таблица 9

Окислы	Змеевики		Тальковый камень		Примеч.
	I	II	III	IV	
SiO_2 . .	31.51	34.34	30.96	32.44	I и III анализы ЦИМП
Al_2O_3 .	1.76	0.83	1.98	3.03	
Fe_2O_3 .	3.51	7.36	3.74	1.40	
FeO . .	3.01	4.03	3.80	4.34	II и IV— УОИПМ
MgO . .	37.13	35.63	34.70	35.48	
CaO . .	1.76	Сл.	0.15	Сл.	
Na_2O . .	0.13	нет	0.02	—	
K_2O . .	0.09	нет	0.08	—	
H_2O . .	10.69	16.88	—	22.40	
H_2O 110°	0.20	—	—	—	
CO_2 . .	1.75	7.95	2.08	19.0	
TiO_2 . .	0.06	0.15	0.04	0.15	
MnO . .	0.07	0.16	0.19	—	
Cr_2O_3 .	0.20	0.19	0.43	—	
NiO . .	0.26	0.34	0.23	0.50	
S	0.14	0.03	нет	—	
P_2O_5 . .	—	0.02	нет	—	

VIII. МЕСТОРОЖДЕНИЯ ИЗВЕСТНЯКОВ

Наиболее мощная полоса известняков шириной до 1 км залегает с запада от Мелентьевского месторождения. Выходы их можно видеть в железнодорожном карьере у Вознесенской будки. Они же вскрыты многими карьерами известковых разработок и к югу прослеживаются около Васильевского прииска: на севере эти же известняки слагают островки Поликарповского пруда и встречаются в обнажениях на западном и северном берегу того же пруда.

Аналогичные известняки залегают в долине р. Атлян и у подножья горы Извезной. Известняки имеют темносерый до светлосерого и белый цвет и мелкокристаллическое сложение. По химическому составу они отличаются чистотой и являются хорошим сырьем для промышленности (Тархапеев, 1933). Средний химический их состав (из 230 анализов) показал: SiO_2 — 0.18%, R_2O_3 — 0.31%, CaO — 55.31%, MgO — 0.34%.

АКАДЕМИЯ НАУК СОЮЗА ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

Г. А. МИРЛИН

ЦЕНТРАЛЬНЫЙ ЗАУРАЛЬСКИЙ КОМПЛЕКС

I. ВВЕДЕНИЕ И ЛИТЕРАТУРНЫЙ ОБЗОР

Под именем Центрального зауральского комплекса здесь описывается комплекс горных пород, заключенный между меридианами 60°60′ на западе и 61°00′ на востоке. Этот комплекс расположен к востоку от западной зеленокаменной полосы и отделен от нее линией крупного тектонического нарушения, проходящей вдоль р. Миасс. На востоке Центральный комплекс ограничен гранитной интрузией окрестностей г. Челябинска.

Состав Центрального комплекса определяется присутствием пяти главных компонентов: а) эффузивов, образующих складчатую кровлю нижне- и среднепалеозойского возраста; б) змеевиков, сильно дислоцированных, являющихся основанием складчатой структуры этого района; в) мощной осадочной свиты кремнисто-углистых сланцев, залегающих на размытой поверхности эффузивов и змеевиков; г) гранитов, представленных несколькими крупными интрузиями и д) третичных отложений, развитых в восточной половине района.

Вследствие недостаточной обнаженности, для выяснения ряда вопросов геологической структуры Центрального комплекса пришлось обратиться к более южным районам, где тот же комплекс вскрыт значительно лучше (Разумная и Мирлин, 1933; Мирлин, 1935).

Широко развитая в описываемом районе мощная толща однообразных кремнисто-углистых сланцев, сильно метаморфизованная и фаунистически немая, была исследована весьма незначительно. Вопрос о ее возрасте оставался до последнего времени неразрешенным. Некоторые исследователи видели в этих метаморфизованных осадочных породах выходы древнего кристаллического фундамента, аналогичного докембрийским образованиям водораздельной зоны Урала, другие считали эти породы более молодыми и приписывали им среднепалеозойский возраст. Н. К. Высоцкий (1931) писал, что «значительная часть этих пород представляет, без сомнения, измененные нижнекаменноугольные отложения, так как они залегают непосредственно под известняками с «Productus Giganteus». Однако, по словам того же автора, «другая часть их относится, по всей вероятности, к измененным девонским, а быть может, и более древним отложениям».

Впервые сланцы описываемого района были упомянуты И. В. Мушкетовым (1877). Ф. Н. Чернышев (1889) породы окрестностей сел Кочневского и Кулахты относил к группе кристаллических сланцев М. В 1900 г. комплекс палеозойских сланцев Кочкарского района был описан Н. К. Высоцким. К «сланцеватым породам» этой области автор отнес: сланцы слюдяные и кианитовые, кварциты слюдистые и железистые, и роговики; все они являются осадочными породами, измененными «вследствие гидрохимических процессов и дислокационного метаморфизма».

В 1915 г. Б. П. Кротов описывает «графитовые сланцы», обнажающиеся на восточном берегу Миасского пруда, в самом городе, в окрестностях

с. Чернореченского и т. д. В 1918 г. В. М. Дервиз, исследовавшая Челябинско-Еманжелинский район, нашла, что «средняя часть района сложена толщей осадочных образований каменноугольной системы, зажатых между кристаллическими породами».

А. Н. Заварицкий (1928) определил эту область, как «широкую полосу распространения осадочной песчаниково-сланцевой метаморфизованной свиты». Автор указывал, что «по своему общему литологическому составу и значительной мощности их можно сравнить с нижнекаменноугольными угленосными отложениями в более южных частях Урала (участок около поселков Полтавского, Богородского, Бредов)». И. И. Чупилин (1927—1930) кремнистые и кварцитовые сланцы отнес отчасти также к угленосной толще нижнего карбона. Одновременно с этими работами геологическую карту масштаба 1 : 200 000 юго-восточной части Миасского района составил Г. И. Стальнов, показавший широкое развитие сланцевого покрова в этом районе. Севернее, для Каслинской дачи, карту составил Д. С. Белянкин (1929), обнаруживший там сильно дислоцированные кварциты, кремнистые и слюдистые сланцы, подстилающие известняки с Productus Giganteus.

В 1930, 1931, 1932 гг. исследования в Кочкарском районе производил И. В. Ленных (1932). Им подробно описаны «углистые сланцы», которые «в связи с силицификацией превращаются во вторичные углистые кварциты». Автор отмечает «приуроченность сильно силицифицированных разностей, представляющих типичные вторичные кварциты, к контактам с гранитом». По аналогии с более южными районами Урала И. В. Ленных предположительно приписывает сланцам нижнекаменноугольный возраст.

Летом 1933 г. к юго-востоку от Миасса производили исследования Е. Г. Разумная и Г. А. Мирлин. В итоге работ оказалась несомненной принадлежность сланцевой толщи к верхним горизонтам палеозоя; предположение о характере этих сланцев, как о древнем «кристаллическом фундаменте», отпало.

Одной из последних работ, освещающей условия образования верхнепалеозойской осадочной толщи, является отчет Н. И. Бородаевского (1934) о работах в юго-западной части Аргаяшского района. Автор также пришел к заключению о верхнепалеозойском возрасте сланцевой свиты, идентифицируя ее с горизонтом C_1^h нижнего карбона. В зоне инъекционно-контактового метаморфизма, обусловленного действием Ильменского щелочно-гранитного комплекса, развита серия кристаллических сланцев, значительная часть которых представляет продукт контактового метаморфизма верхнепалеозойской осадочной толщи.

Остается указать на небольшую работу Г. А. Мирлина (1937), посвященную разбору вопроса о возрасте и тектонических структурах осадочно-сланцевой толщи восточного склона Урала. На основании анализа тектонических структур, образованных этой сланцевой толщей, автор пришел к выводу о принадлежности ее к верхним горизонтам палеозойского разреза и относит ее к интервалу D_3— C_1.

Большую историю исследования и обширную литературу имеет гранито-гнейсовый комплекс описываемого района. Преобладающая часть работ посвящена щелочным породам и минералам, связанным с ними. Имена Палласа, Германа, Менге, Барбот-де-Марни, Густава Розе, Лисенко, Аносова, Щуровского, Кокшарова, И. Мушкетова, Штукенберга, Карпинского, Зайцева, Морозевича, Николаева и других исследователей связаны с первым этапом истории изучения этого комплекса.

Ко второму периоду исследований Ильмено-Чашковского комплекса, его петрографии и тектоники, относятся работы Д. С. Белянкина (1909, 1915, 1926), А. Н. Заварицкого (1910, 1927), В. Н. Сементовского (1912), О. О. Баклунда (1918), Б. П. Кротова (1915), Н. Н. Смирнова (1927, 1935) и др. Эти работы послужили основой представлений об истории возникно-

вения Ильменского комплекса; большинство их сохранило силу до настоящего времени.

В пределах Чашковского массива, щелочные породы — миаскиты и щелочные сиениты — отсутствуют и в настоящей работе подробно не рассматриваются. Приводимая ниже краткая петрографическая характеристика пород Чашковского массива (гранито-гнейсов) составлена по данным Н. Н. Ормонт (1938).

Необходимо отметить работу В. С. Коптева-Дворникова (1933), в которой излагаются вопросы геологии и истории вулканических толщ зеленокаменной полосы Миасского района; имеющееся в ней стратиграфическое расчленение эффузивных образований зеленокаменной полосы облегчило задачу определения относительного возраста вулканических пород, развитых в пределах описываемого района.

II. ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

По характеру рельефа описываемый район занимает промежуточное положение между гористой частью водораздельной зоны Урала на западе и степной областью Западно-Сибирской равнины на востоке. Он сочетает элементы рельефа той и другой области и имеет характер холмистой страны с отдельными значительными хребтами в западной половине района (Ильменские и Чашковские горы, хребет Игиш) и едва заметными пологими возвышенностями, расчлененными широкими долинами, — на востоке.

По геологическому строению в описываемом районе резко выделяются три зоны. Эти зоны отличны одна от другой и по устройству рельефа.

Западная зона, ограниченная на западе меридианом г. Миасса, а на востоке меридианом оз. Чебаркуль, характеризуется сильно расчлененным рельефом. Эта часть района сохранила облик горной складчатой страны, образованной в палеозойское время, но затем лишь частично эродированной. Вытянутые по меридиану хребты и небольшие увалы отражают складки того же направления, а многочисленные высокие сопки с крутыми склонами фиксируют факолитообразные структуры интрузий змеевиков, образующих ядра в антиклинальных частях складок (гора Лиственная). Максимальную расчлененность рельеф приобретает в центральной части зоны, где обнажены граниты и гранито-гнейсы Чашковского массива. Они образуют многочисленные возвышенности со скалистыми вершинами, соединенные в цепи, лишенные какой-либо определенной ориентировки. Исключение составляет северная часть гранитного массива, где Чашковские горы вытянуты по меридиану.

Центральная зона образована змеевиками и углисто-кремнистыми сланцами. В юго-восточной ее части располагается гранитный массив долины р. Камбулат. Рельеф этой области отличается от рельефа предыдущей большей сглаженностью, развитием пологих увалов с широкими неглубокими долинами.

Восточная часть района отличается от предыдущих простым сглаженным рельефом, близким к равнине.

Общей чертой рельефа западной и центральной частей района является близкое соответствие форм топографической поверхности с геологической структурой. Это относится к складкам верхнепалеозойских углисто-кремнистых сланцев, отмеченных вытянутыми по меридиану хребтами, к массивным змеевикам, образующим возвышенности на месте антиклинальных факолитов, к гранитным интрузиям, очертания которых иногда близко совпадают с рельефом.

Следует, однако, отметить, что указанное соответствие является приближенным. Первоначальные очертания горной страны утрачены благодаря экзогенным процессам. Литологический состав, механическая крепость

пород, тектонические структуры определяли степень денудации. Так, эффузивные породы западной зеленокаменной полосы образуют крупные возвышенности, большая же часть массивов гранитов приурочена к пониженным участкам местности. Пример пенепленизированной гранитной интрузии можно видеть в Камбулатовском массиве, где граниты приурочены к широкой котловине, окруженной кольцом возвышенностей, сложенных более устойчивыми углисто-кремнистыми сланцами. В Чашковском массиве в центральной части денудация достигла значительных размеров; по периферии интрузии сохранились скалистые возвышенности, образованные гранито-гнейсами.

Сравнительно стойко сопротивляются процессам разрушения змеевики, но и они в рассланцованных зонах оказываются размытыми до уровня пенепленизированной поверхности. Лишь в тех случаях, когда змеевиками образованы крупные массивы, как, например, массив горы Лиственной, их сопротивляемость значительно увеличивается. Внешние формы змеевиковых массивов довольно своеобразны. В массиве горы Лиственной вырисовываются многочисленные узловатые вершины, разделяющиеся сетью различно ориентированных логов. Повидимому, такая сложность рельефа змеевиковых массивов зависит от особенностей их тектонического строения. Крупные тела их обладают структурой, напоминающей гигантскую брекчию: массивные ядра змеевиков окаймляются зонами смятых или рассланцованных; при значительном сопротивлении массивных разностей рассланцованные разрушаются быстрее, и на их месте появляются ложки, отделяющие друг от друга ядра массивных.

Фиг. 1. Соотношение складчатого сланцевого покрова с современным рельефом.

Весьма своеобразно по отношению к процессам денудации ведут себя углисто-кремнистые сланцы, образующие складчатый покров на пространстве западной и центральной частей района. В большинстве случаев углисто-кремнистые сланцы приурочены к положительным элементам рельефа; ими сложены почти все возвышенности. Эти последние оказываются синклиналями, образованными кремнисто-углистыми сланцами и сохранившимися в виде остатков складчатого покрова в наиболее высоких участках местности. Уничтожение антиклинальных зон связано, повидимому, с тем, что в первую очередь действию денудации подверглись антиклинальные своды складок как наиболее приподнятые части всей складчатой структуры и как направления максимальной изогнутости и раздробленности горных пород. Вдоль этих направлений существовали наиболее благоприятные условия для возникновения и развития продольных долин. Возникает, таким образом, рельеф, обратный по сравнению с первичной складчатостью (фиг. 1).

Примером такого рельефа может служить Сарафановский хребет, расположенный к востоку от Кундравинского озера и сложенный черными кремнисто-углистыми сланцами. По структуре — это широкая синклиналь, отчасти опрокинутая на запад. К востоку она сменяется антиклинальной зоной, расположенной на месте долины. Вдоль нее обнажаются змеевики, образующие ядро антиклинали.

Особенно показательными примерами указанного сочетания рельефа со складчатостью могут служить Темирский и Уштаганский хребты, расположенные несколько южнее описываемого района. Оба они сложены черными кремнисто-углистыми сланцами. Между ними протягивается долина р. Увельки, вдоль которой вскрыты кварцево-серицитовые сланцы. Залегание кремнистоуглистых сланцев пологое, с углами падения, не превышающими

20—45°; между тем, кварцево-серицитовые породы долины р. Увельки сильно рассланцованы и имеют, обычно, вертикальное падение. Падение кремнисто-углистых сланцев на западном склоне Уштаганского хребта — восточное, а на восточном склоне Темирского — западное. Повидимому, кремнисто-углистые сланцы, слагающие хребты, образуют синклинали, а породы пониженной долины р. Увельки принадлежат ядру антиклинальной складки.

Такой характер инверсионного рельефа свойственен всей области развития толщи кремнисто-углистых сланцев, но он особенно отчетливо проявляется к югу от описываемого района. В пределах же последнего рельеф менее структурен, так как сланцевый покров в большей своей части эродирован и сохранился в виде останцов среди сильно дислоцированных змеевиков и среднепалеозойских эффузивов.

Таким образом, рельеф западной и центральной частей района в значительной степени определяется его тектоническими структурами. Однако окончательное формирование рельефа обязано денудации и зависело от петрографического состава пород и степени их механической устойчивости.

Восточная зона характеризуется сглаженным рельефом, приближающимся к равнинному. Рельеф этой области не соответствует ее сложной геологической структуре. Небольшие пологие возвышенности изредка и едва заметно отмечают контуры отдельных элементов палеозойской структуры. В остальных случаях их распространение незакономерно или приурочено к местам развития третичных осадков. То же относится и к речным долинам, направления которых в противоположность долинам западной половины района не отражают тектонической структуры области.

Происхождение «почти-равнины» следует связывать с абразионной деятельностью моря, трансгрессировавшего в третичное время. Перед трансгрессией эта часть района пережила длительный период размыва и денудации мезозойской эпохи. В то время как разрушение горной страны в западной части ограничилось денудацией и континентальной эрозией, восточная часть оказалась под разрушительным действием морской абразии.

Границей деятельности третичного моря является приблизительно меридиан 60°30′. К западу от него равнинный рельеф сменяется холмистым, а затем расчлененным гористым. Этот же меридиан является границей распространения третичных осадков. Повидимому, воды третичного моря за пределы этого меридиана не заходили. Этим объясняется лучшая сохранность западной половины района по сравнению с восточной, сливающейся с Западно-Сибирской низменностью.

Гидрографическая сеть района довольно густа и равномерно распределена на его площади. Главными водными артериями являются рр. Миасс, Коелга и Бишкиль.

Река Миасс протекает вдоль западного края района. Ее берега скалисты там, где она пересекает известняки, в большей же части они пологи и заболочены. К северу от г. Миасса р. Миасс протекает по широкой долине, параллельно западному подножью Ильменского хребта.

Река Коелга протекает в пределах района в юго-восточном направлении и впадает в р. Увельку за его границами. Долина ее обычно заболочена. При абсолютной отметке истока Коелги в 319 м уровень воды при ее устье равен 230 м.

Река Бишкиль протекает в северо-восточной части района, вдоль железной дороги. Уровень воды у ее истоков имеет абсолютную отметку 316 м, а при впадении в р. Миасс — 245 м.

Рассматривая гидрографическую сеть района, можно отметить следующие общие черты. Почти все главные речные артерии протягиваются в направлении с запада на восток. Это обусловлено расположением базиса эрозии этих рек к востоку от описываемой области и указывает на наклон

местности к востоку, отражающий пологий склон шельфа третичного моря. Скорость течения рек измеряется в среднем падением уровня воды в 1—2 м на 1 км.

Тип долин сочетает отчасти эрозионный характер, отчасти аккумулятивный; в последнем случае накопление происходит за счет аллювия реки. К долинам этого типа приурочены золотоносные россыпи.

Кроме перечисленных рек, водные бассейны района представлены озерами. К числу их относятся такие, как Чебаркульское, Еланчик, Ильменское, Еловое и Аргаяш. Все они находятся в пределах Чашковского массива гранито-гнейсов и образование их связано, вероятно, с впадинами тектонического происхождения.

Другие озера, как Кундравинское, Мисяш, Травяное, относятся к эрозионным и располагаются в депрессионных участках местности, занятой кремнисто-углистыми сланцами, змеевиками, эффузивами и т. д. К числу искусственных водных бассейнов относятся Миасский пруд, Пустозеровский пруд по р. Коелга, около села того же названия, и Мельничный пруд по р. Увельке, к югу от Кундравинского озера.

III. ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Описываемый район делится на три меридиональные зоны, отличны по литологическому составу и тектоническим структурам.

Западная зона, расположенная к востоку от зеленокаменной полосы, называемая в дальнейшем Миасско-Кундравинской, образована в главной части тремя элементами: гранитами, змеевиками и черными кремнисто-углистыми сланцами. По характеру геологического строения она представляет широкое антиклинальное поднятие, причем основой антиклинальной структуры является Чашковский массив гранитов и гранито-гнейсов. В направлении к югу Чашковская антиклиналь погружается, в связи с чем на дневной поверхности сохранились местами остатки кровли этой антиклинали. Общая антиклинальная структура западной зоны усложнена интенсивной складчатостью кровли второго порядка, разрывами и небольшими надвигами, придающими ей местами характер чешуйчатого строения.

Центральная зона (Чебуркульско-Камбулатовская), расположенная восточнее, по литологическому составу аналогична первой. В ней главное место принадлежит змеевикам, кремнисто-углистым сланцам и, отчасти, гранитам. В северной половине ее преобладают сильно дислоцированные змеевики, среди которых сохранились останцы сланцевой кровли. Южная половина, наоборот, представляет область почти сплошного развития черных кремнисто-углистых сланцев, сложенных в пологие складки; только в узких антиклиналях обнажаются обычно сильно рассланцованные змеевики. В юго-восточном углу этой зоны расположен гранитный массив долины р. Камбулат, интрудированный по границе змеевиков и толщи сланцев и приподнявший последнюю в виде широкого купола.

Восточная зона (Запивалovско-Медведевская) образована в главной части эффузивными вулканическими породами и змеевиками. У восточной границы ее обнажаются граниты Челябинского массива. В пределах третьей зоны широко развиты осадки третичного периода.

А. Западная зона

(Миасско-Кундравинская)

Естественной границей первой зоны на западе служит р. Миасс. С ее направлением совпадает линия предполагаемого надвига гранито-гнейсов и щелочных пород Ильменского комплекса на расположенную западнее

зеленокаменную полосу. В южном продолжении, за пределами описываемого района, эта линия является границей распространения на запад нижнекаменноугольного осадочносланцевого покрова, широкое развитие которого констатировано на всей остальной площади к востоку от этой линии.

Восточная граница западной зоны определяется линией северо-восточного направления, соединяющей Чебаркульское озеро с Кундравинским. Эта линия является направлением, вдоль которого антиклинальная структура первой западной зоны сменяется синклинальным прогибом; она отмечена появлением широких полей сланцевого покрова (к востоку от с. Сарафаново).

Граниты и гранито-гнейсы Чашковского массива, составляющие главную часть западной зоны, образуют крупную и широкую антиклинальную структуру, заключенную в кровлю из змеевиков и кремнистых сланцев и погружающуюся в южном направлении.

Этот массив гранитов и гранито-гнейсов представляет южную оконечность того гранито-гнейсового поля восточного склона Среднего Урала, которое является вмещающим для щелочных пород Ильменских и Вишневых гор. Ильменский комплекс в его целом представляет антиклинал, вытянутый в северо-восточном направлении, имеющий протяжение свыше 150 км. Ядро его образовано миасскитами и щелочными сиенитами, а крылья — гранито-гнейсами и кристаллическими сланцами, образовавшимися при контактово-инъекционном метаморфизме пород кровли. Метаморфические сланцы западного крыла антиклинала сохранились в форме разрозненных, сильно дислоцированных обрывков, обнажающихся вдоль долины р. Миасс. Это крыло антиклинала оказалось срезанным надвигом Ильменского комплекса на расположенную западнее зеленокаменную полосу. Поверхность надвига падает на восток, в связи с чем породы западного крыла антиклинала падают также на восток под углом в 60—70°. Восточное крыло всей структуры более полого; гранито-гнейсы и метаморфические сланцы, образующие его, сохранились в виде широкой, до 10—15 км, зоны, как это имеет место на широте Ильменского хребта. Общая антиклинальная структура Ильмено-Чашковского гранито-гнейсового поля усложнена рядом мелких складок, также опрокинутых на запад и сопровождающихся разрывами, параллельными главному надвиговому контакту. На севере, где миасскитами образованы Вишневые горы, антиклинал опрокинут на восток.

Весь гранито-гнейсовый комплекс лежит несогласно с окружающими его породами кровли. Он обладает северо-восточным простиранием, между тем вмещающие его породы вытянуты по меридиану. Это несогласие стоит в прямой связи с отмеченным выше надвигом. Гранито-гнейсы и щелочные породы представляют одну из наиболее глубоких формаций Урала, приподнятую сильным сжатием, обусловленным, в свою очередь, препятствием в области Уфимского плато. Этим же, вероятно, объясняется и то совершенно исключительное петрографическое своеобразие, которым обладает эта щелочная провинция.

В северной части, на параллели железной дороги, ширина Чашковского массива достигает 20 км, но в направлении к югу массив быстро сужается и на широте оз. Б. Еланчик его ширина не превышает 9 км. Южнее массив гранито-гнейсов исчезает под покровом черных кремнисто-углистых сланцев хребта Игиш.

Западная граница массива ориентирована приблизительно по меридиану. Вдоль этой части его расположены крупные скалистые возвышенности, в том числе собственно Чашковские горы, образованные гранито-гнейсами. Севернее, непосредственно за Ильменским озером, около железнодорожной станции Миасс, начинается живописный Ильменский хребет, сложенный миасскитами и щелочными сиенитами.

Восточная граница массива вытянута в северо-восточном направлении. Эта часть приурочена к пониженной местности, хотя скалистые выходы гранито-гнейсов и небольшие возвышенности, образованные ими, здесь также встречаются. Вдоль восточной периферии массива расположены озера Б. Еланчик, Чебаркуль, Еловое, Теренкуль и др., скалистые берега которых образованы гранито-гнейсами.

Не исключена возможность, что эти озера приурочены к впадинам тектонического происхождения, появление которых связано с вертикальными дислокациями, имевшими место в пределах гранито-гнейсового поля.

Кровлей Чашковского массива служат черные кремнисто-углистые сланцы, окаймляющие его с запада, юга и востока. Вдоль всего контакта между гранито-гнейсами и сланцами прослеживается узкая полоса змеевиков, обычно превращенных в разнообразные тальково-карбонатные, карбонат-хлоритовые и актинолитовые породы. Особенно отчетливо эта змеевиковая зона оконтуривается вдоль западной границы массива и около южной периферии его, где он перекрывается сланцами хребта Игиш (около Кундравинского тракта). Такое соотношение между гранитами, сланцами и змеевиками свидетельствует о том, что граниты Чашковского массива были интрудированы не по границе змеевиков и сланцев, как это имеет место в Камбулатовском гранитном массиве, а прорвали значительно более мощную толщу кровли, подняв на один уровень со сланцами и глубже залегающие змеевики. При этом Чашковская интрузия вызвала не только раздвигание пород кровли, что выражается, например, в изменении простирания сланцев хребта Игиш около южной окопечности массива, но также сопровождалась частичным проплавлением кровли и ее обрушением. Об этом свидетельствуют многочисленные ксенолиты внутри массива, образованные интенсивно метаморфизованными кремнисто-углистыми сланцами и различного рода амфиболитами, а также широко развитые среди гранито-гнейсов гнейсы осадочного происхождения, представляющие гранитизированные осадки кровли.

Преобладающими породами Чашковской интрузии являются биотитовые и двуслюдяные гранито-гнейсы, гнейсовидная текстура которых имеет первичный характер и обязана, повидимому, кристаллизации гранитов в условиях сильного бокового давления в момент их вторжения. Частично гнейсовидная текстура гранитов была усилена последующими дислокационными процессами.

Структура Чашковской интрузии отчетливо проявляется в ее южной части, где вскрывается концентрически-зональное расположение разновидностей гранито-гнейсов. Периферическая зона интрузии, развитая преимущественно в ее западной части, образована биотитовыми гранито-гнейсами. Внутренняя часть массива, отделенная от периферической зоны дугообразной полосой выходов амфиболитов, кварцитовых сланцев и других метаморфизованных пород кровли, сложена биотитовыми и двуслюдяными гранито-гнейсами.

Западная периферическая зона Чашковского гранитного массива протягивается в меридиональном направлении в виде полосы шириной до 3 км. В южной части массива направление этой полосы изменяется на широтное, а затем на северо-восточное, точно повторяя периклинальное окончание интрузии. Ширина периферической зоны в этой части массива резко сужается, доходя до 300—400 м. Периферическая зона массива образована относительно однообразными среднезернистыми биотитовыми гранито-гнейсами, среди которых макроскопически выделяются три разновидности: порфировидные биотитовые гранито-гнейсы, биотитовые гранито-гнейсы без порфировых выделений и мелкозернистые биотитовые гранито-гнейсы, особенно интенсивно сгнейсированные, что проявляется в резко выраженной полосчатой текстуре их. Количественно преобладают порфиро-

видные разности гранито-гнейсов. Резкополосчатые гранито-гнейсы развиты преимущественно в самой южной части массива. Нередко среди гранито-гнейсов наблюдаются пегматитовые шлиры, состоящие из полевого шпата, кварца и скоплений слюды; кроме того, гранито-гнейсы прорезаны дайками жильных гранитов, пегматитами и кварцевыми жилами.

Выходы гранито-гнейсов периферической зоны имеют вид гранитных палаток или отдельных останцов, с матрацевидной отдельностью. Простирание гранито-гнейсов колеблется в пределах от 340 до 355°. Падение их изменяется при движении с запада на восток от крутого западного (угол падения колеблется здесь от 55 до 75°) до восточного с углом в 15—30°, причем в средней части полосы залегание близко к горизонтальному. Ясно выступает антиклинальный характер строения периферической зоны, причем перегиб антиклинали располагается приблизительно на меридиане горы Собака-Камень.

Центральная зона Чашковского массива расположена по внутренней стороне дугообразной полосы метаморфизованных пород кровли. Она образована биотитовыми и двуслюдяными гранито-гнейсами, из которых преобладают последние. Они располагаются также в форме дугообразной полосы, обращенной выпуклостью на юго-запад, сужающейся до 0.5 км в северном направлении и расширяющейся до 2.5 км на юге. Простирание гранито-гнейсов в центральной части массива колеблется в пределах 340—355°, падение их северо-восточное, с углом от 50 до 80°. В самой южной части массива, в связи с его погружением, простирание двуслюдяных гранито-гнейсов близко к широтному, а падение их направлено на юг или на юго-восток под углом 30—50°.

Биотитовые гранито-гнейсы внутренней зоны массива образуют центральную его часть, расположенную к северу от оз. Б. Еланчик и имеющую куполовидную структуру.

Как указывалось выше, по границе между периферической зоной биотитовых гранито-гнейсов и внутренней зоной двуслюдяных гранито-гнейсов протягивается полоса выходов метаморфизованных пород кровли. Среди них преобладают амфиболиты; в несколько меньшем количестве развиты слюдяные кварциты. Как те, так и другие прорезаются жильными гранитами и пегматитами, развитыми в форме даек и тонких прожилков.

Полоса метаморфизованных пород кровли протягивается в виде дуги, повторяющей очертания гранитного массива и обращенной выпуклой частью на юго-запад. Ширина полосы достигает в северной половине 250—300 м; в направлении к югу, особенно в месте изгиба, полоса расширяется до 750 м, а затем на восток сужается до 100—150 м (около оз. Еланчик). Простирание амфиболитов и слюдяных кварцитов, а также направление гранитных и пегматитовых даек согласно с общим направлением полосы.

Как видно из приводимого профиля, полоса описанных метаморфизованных пород фиксирует синклинальный прогиб в общей антиклинальной структуре Чашковского гранито-гнейсового массива. Вследствие сильного метаморфизма пород этой полосы точно параллелизовать их с породами кровли, окружающими Чашковскую интрузию, не представляется возможным. Предположительно можно допустить, что амфиболиты представляют продукт интенсивной переработки порфиритов, а слюдяные кварциты образовались на месте кремнистых и углисто-кремнистых сланцев, входивших в состав эффузивно-осадочной толщи

В северо-западной части Чашковского гранитного поля расположены щелочные сиениты и миаскиты, которыми образованы Ильменские горы и которые являются самым молодым членом в ряде гранитного цикла Ильмено-Чашковской интрузии. Их вторжение было завершено многочисленными дайками пегматитов и аплитов, рвущих все предшествующие породы массива.

История формирования Чашковского массива представляется в следующем виде. Граниты Чашковской интрузии были интрудированы в антиклинальную зону, образованную эффузивами, змеевиками и кремнисто-углистыми сланцами. Вторжение гранитов, щелочных сиенитов и миаскитов происходило одновременно со складчатостью, вследствие чего кристаллизация их протекала в условиях бокового давления; гнейсовидная текстура как чашковских гранитов, так и ильменских сиенитов и миаскитов является результатом кристаллизации их в особой тектонической обстановке. Условия кристаллизации в разных пунктах интрузии были неодинаковы. В западной зоне образовались преимущественно порфировидные биотитовые гранито-гнейсы; в центральной части массива развиты равномернозернистые гранито-гнейсы как биотитовые, так и двуслюдяные. Появление двуслюдяных разновидностей гранитов связано, вероятно, с скоплением летучих вблизи пород кровли в центральной части интрузии.

Интрузия гранитов вызвала в породах кровли интенсивный метаморфизм; эффузивные породы были превращены в зеленые сланцы и амфиболиты, змеевики карбонатизированы и оталькованы, кремнисто-углистые сланцы дали начало серии слюдяно-кварцитовых пород и т. п. При этом особенно сильно оказалась метаморфизованной та часть кровли, которая находилась непосредственно над гранитной интрузией. Породы, окружающие Чашковский массив по периферии, метаморфизованы в значительно меньшей степени.

После окончания кристаллизации гранитов и сформирования их в виде гигантского факолитоподобного твердого тела, в связи с продолжавшимся давлением, возникла система трещин. Судя по следам скольжения на плоскостях трещин, расколы сопровождались перемещениями. Значительное число трещин было впоследствии заполнено магматическим материалом в виде даек жильных мелкозернистых гранитов, а также пегматитовых и кварцевых жил. Заполнение гранитным материалом происходило вдоль крутых секущих трещин преимущественно северо-западного направления, а также в значительной мере по плоскостям пологих пластовых трещин.

При дальнейших тектонических движениях герцинской эпохи граниты всего Ильмено-Чашковского комплекса, вместе с змеевиками и кремнистыми сланцами, оказались надвинутыми на расположенную западнее сильно сжатую вулканическую толщу; плоскость этого надвига опрокинута на запад. Современная структура Чашковской интрузии может быть определена как антиклинальная, ограниченная с запада и отчасти с востока плоскостями вертикальных перемещений, придающими ей своеобразный горстовый характер.

Кроме гранитов Чашковского массива, в пределах первой зоны известны выходы гранитов к юго-западу от оз. Кундравы. В большей части Кундравинский массив скрыт под аллювиальными отложениями долины рр. Увельки и Скородум; западная его половина отчасти обнажается, частью же может предполагаться на некоторой глубине под кремнисто-углистыми сланцами восточного склона хребта Игиш. Это предположение основано на интенсивном контактовом метаморфизме этих пород, повлекшем образование на их месте типичных слюдяных, слюдяно-гранатовых, ставролитовых и т. п. сланцев. Многочисленные выходы этих последних прослеживаются не только вдоль подножья восточного склона хребта Игиш, где они фиксируют западную границу Кундравинского массива, но также и к югу от оз. Кундравы, на небольшой пологой возвышенности около пос. Бутырки, где ими окаймляется, повидимому, восточная периферия интрузии. Здесь же, среди метаморфических сланцев, обнажаются мраморизованные известняки. Выходы последних, кроме того, известны на северном берегу Кундравинского озера, около хутора Перевал.

Вторым составляющим элементом геологической структуры первой западной зоны являются змеевики, распространенные преимущественно в западной ее половине.

Начинаясь на широте г. Миасса, полоса змеевиков шириной в 1—1.5 км протягивается по меридиану к югу, сохраняя направление параллельно западному краю Чашковского гранитного массива. На широте р. Чашковки, где оканчивается Чашковский массив, полоса змеевиков меняет меридиональное направление на юго-юго-восточное и раздваивается на две ветви, отделенные полосой кремнисто-углистых сланцев.

Западная ветвь оказывается особенно сильно дислоцированной. При этом на ряду с интенсивно рассланцованными змеевиками в ее южной части встречаются зажатые в змеевиках полоски метаморфизованных и сильно кливажированных зеленых сланцев, образовавшихся на месте эффузивных пород типа порфиритов или диабазов. Возраст последних может быть определен предположительно как силурийский или нижнедевонский, так как выходы их представляют обрывки кровли, в которую были интрудированы в нижнем девоне перидотиты, превращенные затем в змеевики.

Восточная ветвь змеевиковой полосы сначала суживается до 400—500 м, а затем образует крупный чечевицеобразный массив змеевиков горы Лиственной. В южной и западной частях последнего змеевики превращены в тальково-карбонатовые, хлоритовые и актинолитовые породы. Наиболее распространенные тальково-карбонатовые и тальковые сланцы образуют нередко крупные скопления хорошего талькового камня, имеющие промышленное значение.

На южном продолжении змеевиковой полосы, за пределами описываемого района, расположен массив габбро горы Бикеляр, приуроченный к контакту змеевиков и метаморфических зеленых сланцев, протягивающихся восточнее полосы. Габбро сильно дислоцировано и метаморфизовано, что выражается в образовании амфиболитов и хлорит-альбитовых сланцев. К центральной части массива приурочено известное на Урале месторождение нефрита, расположенное на самой вершине горы Бикеляр, и образовавшееся на месте основных шлиров габбро.

По характеру залегания змеевики описываемой зоны образуют типичные факолитообразные залежи, согласные с вмещающими их породами и вытянутые по меридиану параллельно с общим простиранием пород. Ультраосновные породы были первоначально интрудированы в сминавшуюся в складки кровлю или же оказались позднее поднятыми тектоническими усилиями в сводовые части складок. Примером такого факолита, образующего ядро антиклинали, может служить массив змеевиков горы Лиственной.

Кроме описанной полосы змеевиков, следует отметить выходы их по периферии Чашковского гранитного массива. Почти везде они обращены здесь в тальковые, тальково-карбонатовые, хлоритовые, тремолитовые и т. п. породы, что связано с контактовым воздействием гранитной интрузии. Узкая полоса змеевиков, сильно рассланцованных и превращенных местами в тальково-карбонатовые сланцы и лиственитты, протягивается вдоль западной границы описываемого района, по правобережью р. Миасс. Они оказываются приуроченными к тектоническому контакту, отделяющему Центральный комплекс от расположенной западнее зеленокаменной полосы.

Третьей составной частью геологической структуры Миасско-Кундравинской зоны являются м е т а м о р ф и з о в а н н ы е о с а д о ч н ы е п о р о д ы, определяемые как нижнекаменноугольные и представленные кремнистыми, кремнисто-углистыми и углисто-кварцитовыми сланцами. В пределах зоны можно выделить два пункта главного развития пород этой свиты: вдоль западной границы ее и затем в центральной ее части,

где эти породы встречены к югу, юго-востоку и западу от Чашковского массива гранитов.

В первом случае полоса этих метаморфизованных нижнекаменноугольных осадков, шириной в 1.5—2 км, протягивается в меридиональном направлении вдоль западного края зоны. В северной части полосы сланцы вплотную примыкают к зеленокаменным породам расположенной западнее вулканогенной зоны и отделяются от них линией тектонического контакта. В южной части ее между сланцами, с одной стороны, и зеленокаменными породами, с другой, прослеживается упоминавшаяся выше узкая полоса рассланцованных змеевиков, причем тот же тектонический контакт проходит здесь по границе змеевиков и эффузивов. С востока сланцевая полоса на всем протяжении ограничена змеевиками.

Кроме обычных черных кремнисто-углистых сланцев, в составе западной сланцевой полосы присутствуют светлые, почти белые, кварцитовидные разновидности; особенно широко распространены глинистые филлитоподобные и граувакковые породы, обогащенные слюдой и сильно сплоенные. Те и другие представляют преимущественно нижние горизонты осадочно-сланцевой толщи. Там, где сланцы собраны в крутые складки, горизонт белых кварцитовидных и филлитоподобных глинистых сланцев появляется на дневную поверхность и наблюдается перемежаемость тонких полосок этих разновидностей с более мощными полосами черных кремнистоуглистых. В местах относительно спокойной складчатости нижний горизонт скрыт толщей вышележащих кремнисто-углистых сланцев.

Фиг. 2. Структура сланцевого покрова хр. Игиш около южного окончания Чашковской гранитной интрузии.

1 — граниты, *2* — сланцы, *3* — змеевики.

Сланцы западной полосы сложены в мелкие крутые складки. Однако в целом полоса эта образует синклинальную зону по сравнению с расположенной восточнее полосой змеевиков окрестностей с. Черновского, представляющей антиклинальную часть складчатой структуры. В пределах этой змеевиковой антиклинальной зоны сланцы были почти нацело эродированы. Их останцы обычно приурочены к синклинальным участкам. Примером их могут служить сланцы, расположенные к юго-западу от змеевикового массива горы Лиственной (гора Тальк и возвышенность с отметкой 460.8 м).

Вторым пунктом развития сланцевой кровли в западной зоне является ее центральная часть, где черными кремнисто-углистыми сланцами образован хребет Игиш. Среди них залегают светлые, почти белые, кремнистые сланцы, с незначительным содержанием углистого вещества.

Следует отметить своеобразную структуру, которой обладает хребет Игиш в связи с близостью чашковских гранитов. Первоначально образующие его кремнисто-углистые сланцы были приурочены к синклинальной зоне. Позднее, когда в толщу их были интрудированы граниты Чашковского массива, они оказались приподнятыми в форме вторичного брахиантиклинала, с осью, погружающейся в южном направлении (фиг. 2). К северу крылья его расходятся; меридиональное простирание сланцев в южной части хребта сменяется СЗ 300—310° вдоль западного его склона и СВ 60—70° в его восточном крыле. Западная ветвь сланцев образует полосу шириной в 1—2 км, протягивающуюся вдоль западного края Чашковского гранитного массива от р. Чашковки на юге до г. Миасса на севере.

На протяжении этой полосы сланцы залегают почти вплотную с гранитами, отделяясь от них узкой полоской метаморфизованных и сильно дислоцированных змеевиков.

Восточная ветвь сланцев обволакивает оконечность Чашковской интрузии с юго-востока. Простирание сланцев до СВ 70°, падение на ЮВ ∠50—60°. Еще севернее полоса сланцев теряет свою целостность и, разбиваясь на обособленные участки, образует ксенолиты кремнисто-углистых сланцев среди гранитов (к югу от оз. Чебаркуль).

Остается указать на выходы кремнисто-углистых сланцев, расположенные на южном берегу оз. Кундравы, и на полосу их вдоль восточного подножья хребта Игиш. В обоих случаях сланцы метаморфизованы гранитами Кундравинского массива. Вокруг массива наблюдается контактовый ореол, типичный для случая контактового метаморфизма кремнисто-глинистых осадков. От контакта к периферии кольцевые зоны представлены ставролитовыми, гранатовыми, биотит-гранатовыми, биотитовыми, оттрелитовыми, узловатыми углистыми и филлитоподобными сланцами. Далее, через постепенные переходы, метаморфические разновидности сланцев сменяются обычными кремнисто-углистыми.

Б. Центральная зона

(Чебаркульско-Камбулатовская)

Главными компонентами центральной зоны являются змеевики и кремнисто-углистые сланцы. К югу от с. Травниковского располагается гранитный массив долины р. Камбулат.

Западная граница зоны проходит от восточного края Кундравинского озера, на юге, через с. Сарафановское, до с. Чебаркуль на севере. На востоке граница ее определяется приблизительно меридианом сел Запиваловского и Барсуковского.

Строение центральной зоны может быть понято лишь при рассмотрении ее южного продолжения. Описываемая зона представляет крупную синклинальную область. Лишь отчасти эта структура усложняется складчатостью второго порядка и интрузиями в осадочную толщу магматических тел, образующих в последней куполообразные поднятия.

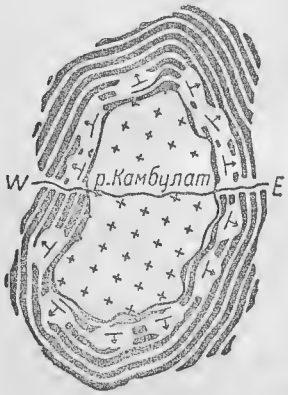
В направлении с севера на юг синклинальная область испытывает резкое погружение. Вдоль железной дороги обнажаются змеевики, среди которых сохранились разрозненные останцы дислоцированного и размытого сланцевого покрова. Эта часть структуры является наиболее приподнятой. По существу здесь вскрыто основание синклинальной структуры, образованное змеевиками. На широте сел Малковского и Пустозеровского обнаруживается погружение всей структуры, сказывающееся в появлении мощных толщ черных кремнисто-углистых сланцев, из-под которых в долинах обнажаются местами змеевики. Южнее, на широте с. Ступино, дальнейшее погружение структуры обусловливает появление сплошного покрова сланцев, развитого на площади нескольких сот квадратных километров и скрывшего породы нижне- и среднепалеозойского основания.

Резкое различие в характере устройства позволяет разделить зону при дальнейшем описании на две части: северную, где развиты преимущественно змеевики, а сланцы встречаются в виде обрывков, и южную, в строении которой преобладающее значение имеет сланцевая толща, а змеевики подчинены ей. Отдельно следует рассмотреть юго-восточную часть зоны, строение которой определилось вторжением Камбулатовского гранитного лакколита, обусловившего появление куполовидной структуры в сланцевом покрове.

Главная роль в строении *северного поля*, расположенного вдоль железной дороги, принадлежит змеевикам. Последние образуют

складчатое основание, на размытой поверхности которого сохранились обрывки кремнисто-углистых и филлитоподобных сланцев, иногда граувакк; повидимому, сланцы принимали участие в складках этой области вместе с змеевиками. Позднее верхние части складок, образованные сланцами, были уничтожены денудацией. Их останцы сохранились в виде зажатых в змеевиках обрывков.

В структуре описываемого участка остается неясным почти полное отсутствие силуро-девонских пород, которые были первоначальной кровлей для интрудировавших перидотитов. Обрывки эффузивных пород встречаются к северо-востоку от с. Чебаркульского. Кроме того, в двух пунктах среди змеевиков встречены зажатые выходы мраморизованных известняков. Во всех остальных случаях змеевики соприкасаются с более молодыми кремнисто-углистыми сланцами непосредственно. Повидимому, образование сланцевой толщи происходило, после того как эффузивная кровля была размыта до уровня змеевикового основания. Период такого интенсивного размыва известен в этих районах восточного склона Урала в верхнем девоне.



Фиг. 3. Сланцевый купол вокруг Камбулатовского гранитного лакколита.

Змеевики северного поля сильно рассланцованы и в значительной части превращены в тальково-карбонатовые породы. Особого внимания заслуживает рассланцованная зона среди змеевиков, проходящая в направлении от с. Чебаркульского через оз. Травяное, Пустозеровский пруд и скрывающаяся в долине р. Камбулат. Не исключена возможность, что она служит южным продолжением известного рудоносного Непряхинского направления. При дальнейшем движении на юг зона рассланцованных и метаморфизованных змеевиков исчезает под покровом кремнисто-углистых сланцев.

Фиг. 4. Соотношение сланцевого покрова с Камбулатовским гранитным лакколитом.

Во многих пунктах Чебаркульского поля змеевики сопровождаются небольшими интрузиями габбро и габбро-диоритов, которые представляют или дайки в рассланцованных зонах змеевиков, или образуют небольшие массивы гипабиссального характера.

Сланцы описываемой части зоны сильно перебиты и почти во всех случаях обесцвечены в связи с интенсивным вторичным окварцеванием.

Южное поле, между селами Сарафановским и Ступино, представляет по сравнению с северной половиной область погружения. Здесь широко развиты сланцы, образующие мощный покров, из-под которого в долинах обнажаются змеевики. Сланцевая толща образует две крупные синклинали. Одна из них протягивается к востоку от с. Сарафановского; в рельефе она отмечена высоким, но очень широким (до 5 км) хребтом с пологими склонами. По структуре — это типичная брахисинклиналь с осью, поднятой в воздух в северном направлении. Характерно резкое сужение синклинали вблизи Чебаркульского озера, где складка почти прекращается.

Падение сланцев на западном склоне хребта восточное, с углами, не превышающими 25—30°, в среднем 15—20°. На восточном склоне падение становится западным, а углы составляют в среднем 40—50°.

Здесь имеет место нормальная синклиналь, незначительно опрокинутая на запад.

Восточная синклиналь расположена на меридиане с. Ступино. Она значительно меньших размеров и выражена в структуре плохо. Южнее, за пределами района, элементы залегания сланцев свидетельствуют о синклинальном характере складки.

Обе синклинали разделены глубокой долиной, вытянутой в меридиональном направлении, в которой обнажаются змеевики. Последние представляют антиклинальную часть складчатой структуры и появились в связи с денудацией сланцев в замковой антиклинальной зоне.

К востоку от Ступинской синклинали проходит долина р. Камбулат, в которой обнажаются сильно дислоцированные и метаморфизованные змеевики. Восточнее появляются кремнисто-углистые сланцы, расположенные на возвышенности около с. Мельниковского.

В юго-восточной части описываемой зоны расположен гранитный массив долины р. Камбулат, залегающий среди черных кремнисто-углистых сланцев. Камбулатовская интрузия представляет типичный лакколит, интрудированный по границе змеевикового основания и сланцевой кровли (фиг. 3 и 4). Массив интенсивно размыт и занимает пониженную область.

Граниты в Камбулатовском массиве сравнительно однообразны и представлены преимущественно биотитовыми, реже двуслюдяными, разностями. В периферических частях массива имеются выходы грано-диоритов, а около южного окончания лакколита — диориты.

Сланцы, вмещающие Камбулатовский массив, на контакте с гранитами метаморфизованы, что сказывается в образовании массивных углистых кварцитов. Они инъецированы кварцевыми жилами, размеры которых колеблются от микроскопических до нескольких метров. Мелкие прожилки кварца нередко сплоены вместе с самой породой, которую они пронизывают в разных направлениях. Обычно кварцевые жилы пустые, но некоторые из них минерализованы пиритом и галенитом и слабо золотоносны.

В. Восточная зона

(Запиваловско-Медведевская)

Восточная зона описываемого района разнообразна по своему литологическому составу и, сравнительно с предыдущей, сложна по структуре. В ней на ряду с палеозойскими породами широко развиты третичные образования, представленные морскими прибрежными отложениями.

Расшифровка геологического строения восточной зоны затрудняется сглаженным, слабо расчлененным рельефом; в отдельных пунктах ее встречаются более или менее крупные возвышенности, на склонах которых можно наблюдать элементы залегания слагающих ее пород. Общая структура зоны может быть определена как антиклинальная, усложненная рядом мелких складок. Относительное поднятие в пределах этой зоны сказывается в отсутствии верхних горизонтов палеозойской толщи — кремнисто-углистых сланцев — и в наличии крупных гранитных интрузий южнее границы нашей карты.

Складчатое палеозойское основание описываемой зоны образовано эффузивными породами и змеевиками. Осадочные образования имеют подчиненное значение.

Эффузивные породы развиты в окрестностях сел Кугалы, Шахматовского и Запиваловского. В виде мощной полосы, шириной до 9 км, они протягиваются к северу за пределы описываемого района. Широкое развитие их известно в Непряхинском районе в окрестностях сел Б. Куйсарина и Н. Карасн. В южном направлении полоса эффузивных

пород сужается и затем выклинивается, исчезая под покровом третичных отложений. К юго-востоку от Камбулатовского гранитного массива, за южной рамкой нашей карты, эти эффузивные породы обнажаются, отделяясь от эффузивов Запиваловской полосы широким полем змеевиков. Эффузивные породы отмеченных пунктов принадлежат одному вулканическому комплексу как в смысле возрастном, так и в отношении состава. Пространственная разобщенность их обусловлена структурными особенностями зоны (погружение и поднятие осей складок в меридиональном направлении) и тектоническими нарушениями.

Вулканические породы окрестностей с. Запиваловского и других пунктов представлены плагиоклазовыми и пироксен-плагиоклазовыми порфиритами, отвечающими по составу нормальным андезитовым лавам. На всем протяжении порфириты сопровождаются зернистыми, реже плотными туфами. В некоторых пунктах, как, например, в окрестностях сел Запиваловского и Кугалы, количественно преобладают туфы; к юго-востоку от Камбулатовской гранитной интрузии, напротив, порфириты составляют главную часть эффузивной полосы, а туфы встречаются в виде отдельных полос.

Как порфириты, так и туфы претерпели зеленокаменные изменения. Однако степень метаморфизма их сильно уступает интенсивному метаморфизму эффузивных пород западной зоны. Породы нередко массивны, но обычно в той или иной степени рассланцованы в меридиональном направлении; преобладают западные падения в среднем 60—70°. Среди описанных порфиритов и туфов, особенно в рассланцованных зонах к юго-востоку от с. Камбулатовского, широко развиты кварцевые жилы, связанные с гранитными интрузиями, нередко богато минерализованные и золотоносные. Предположительно время появления этих лав относится ко второй половине нижнего девона. Этому периоду отвечают в истории Урала мощные и почти повсеместные излияния андезитовых и андезито-базальтовых лав вдоль восточного склона хребта.

Из числа эффузивных пород, кроме отмеченных выше, следует указать на выходы зеленых сланцев в окрестностях пос. Комсомолец, где они окаймляют юго-западное окончание Челябинского гранитного массива. Они образовались, повидимому, на месте порфиритов и диабазов. Далее следует отметить полосу рассланцованных порфиритов и альбитофиров, обнажающихся к северу от с. Архангельского. Породы этой полосы чрезвычайно сильно метаморфизованы и разрушены процессами выветривания. Значительная часть их скрыта под третичными отложениями.

Главным составляющим компонентом складчатой палеозойской толщи восточной зоны являются змеевики. Они занимают широкие пространства и только у самого ее восточного края, около юго-западного окончания Челябинского массива гранитов, они отсутствуют.

Выделяются два поля распространения змеевиков — западное и восточное, разделенные полосой третичных отложений.

Западное расположено на пространстве между селами Запиваловским, Травниковским и Щапинским и образовано нормальными змеевиками, иногда массивными, но чаще рассланцованными с зонами отальковання и карбонатизации. Часто среди змеевиков встречаются небольшие тела или дайки габбро-диоритов. В северной части этого поля змеевики перекрываются складчатой толщей запиваловских эффузивов. Вопрос о взаимоотношениях змеевиков этого поля со сланцевой кровлей Чебаркульской зоны трудно разрешить. Создается впечатление, что толща черных кремнисто-углистых сланцев покоится на размытой поверхности змеевикового основания. Об этом свидетельствует характер контактов между сланцами и змеевиками, наблюдаемый, например, вдоль берегов р. Коелги (в окрестностях сел Травниковского и Щапинского) — активный у сланцев и подчиненный у змеевиков. На это же указывают часто встречающиеся среди

змеевиков изометричные обрывки сланцев кровли. Иногда наблюдаются случаи перемежаемости тонких полос сланцев и змеевиков, но это, повидимому, объясняется складчатостью. Никаких контактово-метаморфических явлений в сланцах около змеевиков или каких-либо других признаков более позднего внедрения перидотитов наблюдать не приходилось.

Второе поле змеевиков расположено к востоку от полосы третичных отложений на меридиане сел Казанского и Медведевского. Змеевики в большей части рассланцованы и превращены в тальково-карбонатовые породы и тальковые сланцы. Особенно интенсивный метаморфизм в них проявляется при движении к югу с приближением к крупной гранитной интрузии Кочкаря. Часто среди змеевиков встречается множество мощных, до нескольких метров, кварцевых жил, обычно без рудной минерализации; их появление связано, видимо, с жильной деятельностью гранитов Кочкарского массива.

Наиболее интересным в этой полосе змеевиков является присутствие широкой зоны окремнения, проявляющегося в образовании из змеевиков кремнистых пород. Полоса окремнения почти точно приурочена к области развития третичных отложений; отдельные выходы змеевиков, встречающиеся в промытых «окнах» третичного покрова, также всегда оказываются окремненными.

Процесс окремнения змеевиков не носит гидротермального характера. Вероятно, растворы, освобожденные выщелачиванием из палеозойских пород в третичное или более позднее время, адсорбировались выветривавшимися пористыми змеевиками и цементировали их. Не исключена возможность, что этот процесс связан с выветриванием и носит латеритный характер.

У восточного края района, в окрестностях разъезда Сосновского, обнажаются крупнозернистые порфировидные граниты, представляющие западную периферическую часть Челябинского массива.

С запада граниты Челябинского массива ограничены порфиритами и диабазами долины р. Бишкиль, обнажающимися в окрестностях пос. Комсомолец, интенсивно метаморфизованными, превращенными в значительной части в зеленые сланцы. Среди этих зеленокаменных пород имеются кварцевые жилы с богатой рудной минерализацией и содержанием золота.

Вся западная периферия Челябинской интрузии сильно эродирована; в нескольких пунктах граниты скрыты под чехлом третичных отложений. По редким обнажениям и выходам в искусственных выработках можно судить, что кроме слюдяных гранитов встречаются грано-диориты. Последние, повидимому, имеют характер ксенолитов первоначальной грано-диоритовой интрузии.

Несколько восточнее разъезда Сосновского, около ст. Биргельды, в граните были встречены кварцевые жилы с значительным содержанием шеелита.

Из палеозойских осадочных пород описываемой восточной зоны следует отметить разрозненные выходы черных кремнисто-углистых сланцев к югу от тракта Миасс — Челябинск, на меридиане с. Медведевского. К северо-западу от с. Архангельского встречены выходы темносерых кремнистых пород, образовавшихся, быть может, на месте известняков, служивших кровлей для юго-западной части Челябинской гранитной интрузии.

К югу от с. Архангельского, в широкой долине р. Биргельды, начинаются выходы *нижнекаменноугольных известняков*, протягивающиеся в виде мощной широкой полосы на юг за пределы пересечения. В окрестностях сел Ямского и Таниды в этих известняках в значительном количестве содержится фауна продуктид (Productus Giganteus), принадлежащая визейскому горизонту нижнего карбона.

Кроме пород палеозойского возраста, в геологическом строении восточной зоны принимают участие *третичные* отложения, представленные

конгломератами, песчаниками (иногда железистыми), глинами, опоками и т. п.

В показанные на карте поля палеогеновых отложений попали отчасти образования более молодого возраста. С другой стороны, в эту же группу попали породы древней коры выветривания, представляющие обычно железистую охристую массу.

Кроме отдельных реликтовых остатков третичного покрова, встречающихся в разных пунктах восточной части района, выделяются два главных поля развития третичных отложений. Западное из них расположено к востоку от с. Щапинского; восточное, более широкое, находится к востоку от с. Медведевского. В первом отложения представлены типичными морскими осадками прибрежного характера — песчаниками и мелкогалечными конгломератами, во втором среди палеогеновых осадков преобладают сливные песчаники, плотные массивные породы белой, кремовой или светло-розовой окраски, имеющие внешний вид кварцитов.

Судя по тому, что современный гипсометрический уровень участков местности, занятых палеозойскими и третичными породами, один и тот же, можно предположить, что осадки третичного моря сохранились лишь в депрессионных участках размытой поверхности палеозойской толщи.

IV. ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Краткая петрографическая характеристика горных пород описываемого района приводится в следующем порядке: А. Эффузивные породы, Б. Интрузивные породы, В. Осадочные породы палеозойского возраста и Г. Осадочные отложения третичного времени и современные. Метаморфические породы рассматриваются вместе с породами, с которыми они связаны генезисом.

1. Эффузивные породы

Эффузивные породы широко развиты только в пределах восточной зоны в окрестностях с. Запиваловского. Кроме того, узкая полоса метаморфических зеленокаменных пород, встречающихся в виде дислоцированных обрывков, протягивается в западной зоне около горы Лиственной и вдоль восточного подножья горы Бикеляр.

Эффузивные породы западной зоны, возраст которых ориентировочно верхнесилурийский или нижнедевонский, представлены зелеными сланцами — празинитами. Породы настолько сильно метаморфизованы, что обнаружить в них первоначальный минералогический состав и структуру затруднительно. По реликтовым остаткам и по менее измененным породам можно предполагать, что *зеленые сланцы* образовались из порфиритов андезитового или андезито-базальтового состава. Часть из них, вероятно, образовалась на месте туфов этих пород.

По минералогическому составу среди зеленых сланцев западной зоны можно выделить две разновидности: альбит-хлоритовые и актинолитовые сланцы.

Первые из них представлены тонкосланцеватыми породами серо-зеленой или зеленой окраски, часто с белыми точечными выделениями, являющимися реликтами плагиоклазовых вкрапленников. Породы всегда окварцованы. Кварц образует прожилки или пропитывает всю массу породы. В состав этих пород входят, кроме хлорита и альбита, актинолит и кварц, реже биотит и мусковит, карбонат, иногда гранат, турмалин, нередко апатит. Различные количественные соотношения хлорита, актинолита, альбита и кварца позволяют выделить ряд разновидностей сланцев: кварцево-хлоритовых, альбит-хлоритовых, альбит-актинолитовых и т. п.

Под микроскопом в этих породах наблюдается мелкозернистый аггрегат, компоненты которого обычно вытянуты по сланцеватости. Основная масса их состоит из мелких чешуек хлорита и волокон актинолита. Альбит в виде зерен неправильной формы располагается между ориентированными по сланцеватости волокнами темноцветных минералов. Иногда место альбита занимают эпидот и цоизит. Кварц составляет обычно не менее 50% породы и относится к двум генерациям: вторичному, образовавшемуся при распаде первоначальных минералов, и гидротермальному, в виде прожилков или скоплений. Карбонат присутствует в значительном количестве только в некоторых случаях, ассоциируясь с эпидотом. Биотит встречается редко; он образует крупные листочки, не ориентированные по сланцеватости, что говорит о его более позднем появлении. Повидимому, он, как гранат и турмалин, образуется в связи с пневматолитовым привносом, обусловленным вторжением гранитов в метаморфизованную и дислоцированную толщу зеленых сланцев.

В редких случаях сохраняются реликтовые порфировые структуры. Крупные лейсты плагиоклаза почти нацело замещены эпидотом и карбонатом и погружены в основную массу из мелких зерен вторичных минералов.

Актинолитовые сланцы, в отличие от альбит-хлоритовых, встречаются реже. В шлифе они представлены аггрегатом актинолита и хлорита, но обычно в них присутствуют также альбит и кварц, иногда эпидот и цоизит. Основная масса их состоит из тонких чешуек хлорита, тесно ассоциирующихся с волокнами актинолита. В нее погружены крупные шестоватые с идиоморфными очертаниями зерна светлозеленого актинолита. Все компоненты ориентированы по сланцеватости. Гидротермальный кварц наблюдается в виде прожилков и скоплений.

Амфиболиты, встреченные в виде ксенолитов среди гранито-гнейсов Чашковского массива, вследствие глубокого метаморфизма не содержат реликтов первоначальных пород. По внешнему виду они представлены темнозелеными мелкозернистыми породами с сланцеватой текстурой, состоящими преимущественно из игольчатых выделений вторичного амфибола; кроме последнего, под микроскопом можно обнаружить плагиоклаз, кварц, гранат, апатит, титанит, магнетит и эпидот. Вероятно, часть амфиболитов образовалась на месте порфиритов. Но не исключена возможность, что некоторая часть их представляет параамфиболиты.

В окрестностях с. Запиваловского развиты порфириты андезитового состава и их туфы. *Пироксен-плагиоклазовые порфириты* представлены иногда массивными, но обычно рассланцованными породами серовато-зеленой окраски, с почти плотной основной массой и большим количеством вкрапленников плагиоклаза и меньшим пироксена. Нередко породы интенсивно эпидотизированы; часто в них появляются миндалины вторичного кальцита и кварца. Иногда встречаются разновидности, обладающие хорошо выраженной шаровой отдельностью.

В состав порфиритов входят: плагиоклаз и моноклинический пироксен, хлорит, актинолит, серицит, эпидот, кальцит, кварц, титанит и магнетит. Порфировые выделения представлены плагиоклазом и пироксеном. Основная масса в большинстве случаев состоит из аггрегата вторичных минералов, среди которых иногда удается заметить флюидально расположенные микролиты плагиоклаза и мелкие зерна актинолитизированного пироксена. Вкрапленники плагиоклаза образуют крупные зерна, размером до 4 мм, и характеризуются идиоморфизмом. Плагиоклаз соссюритизирован; вторичный альбит подвергается процессам серицитизации. Аггрегат серицита и эпидота почти целиком замещает зерна плагиоклаза. Вкрапленники моноклинического пироксена представлены идиоморфными зернами, размер которых редко превышает 2—3 мм. Пироксен относится

сится к ряду авгита (c : Ng = 45°). Выделения его характеризуются иногда присутствием крестообразных или полисинтетических двойников по (100). Обычно пироксен сохраняется лучше плагиоклаза; можно отметить только раздробленность его зерен с образованием многочисленных трещин, выполненных хлоритом и кварцем. В других случаях по пироксену порфировых выделений развивается агрегат низкополяризующего хлорита, который замещает его зерна почти целиком.

Основная масса описываемых порфиритов сильно метаморфизована, вследствие чего ее первичный минералогический состав и структура не могут быть полностью восстановлены. Судя по флюидально расположенным микролитам альбитизированного плагиоклаза, наблюдаемым в отдельных участках пород в сопровождении табличек актинолитизированного пироксена и, нередко, зерен титано-магнетита, можно структуру отнести к пилотакситовому типу.

Метаморфические изменения в описанных порфиритах сводятся к процессам соссюритизации и актинолитизации и, в меньшей мере, к процессам хлоритизации и окварцевания.

Порфириты Запиваловской полосы сопровождаются туфами. Последние представлены зернистыми разностями, иногда агломератными. Реже встречаются плотные туфы, иногда яшмовидные. В них встречаются тонкие прослойки мясокрасных яшм, пронизанных кварцевыми прожилками.

Агломератные *туфы* характеризуются присутствием обломков отдельных минералов, иногда плотных туфов, а также порфиритов. Цементирующая пепловая масса их пориста и полностью раскристаллизована путем замещения ее спутанно-чешуйчатым агрегатом хлорита, актинолита, скоплениями эпидота, иногда лейкоксена и кварца. Обломки минералов представлены соссюритизированным плагиоклазом и частично идиоморфными зернами авгита.

Зернистые *туфы* характеризуются более мелкими обломками и отсутствием лапилли. Почти во всех случаях обломочный материал явно преобладает над количеством цементирующей пепловой массы. Последняя почти нацело раскристаллизована с образованием хлорита, актинолита и эпидота. Мелкие обломки минералов представлены, главным образом, призматическими зернами плагиоклаза и угловатыми зернами авгита.

Характер метаморфических изменений в агломератных и зернистых туфах такой же, как в описанных выше пироксен-плагиоклазовых порфиритах. Преобладающее значение имеют процессы актинолитизации и несколько меньшее хлоритизации, эпидотизации и окварцевания.

Плотные туфы распространены значительно меньше агломератных и зернистых. Они представлены породами, состоящими из мелких зерен кварца, плагиоклаза и пироксена, размеры которых не превышают 0.1 мм. Пепловая масса частично раскристаллизована и в большинстве случаев не реагирует на поляризованный свет. Из числа вторичных минералов, развитых по пепловой массе плотных туфов, преобладают низкополяризующий хлорит, а также эпидот, кварц, иногда актинолит.

2. Интрузивные породы

Среди интрузивных пород выделяются две группы: а) породы среднепалеозойского интрузивного цикла и б) верхнепалеозойские интрузивы.

К первой группе относятся ультраосновные породы, превращенные в змеевики, и породы габбро-диоритового ряда. Второй группе принадлежат грано-диориты, граниты и различные жильные производные последних.

Змеевики широко развиты во всех трех зонах на пространстве Центрального комплекса.

Змеевики западной зоны, где ими сложены возвышенности около с. Черновского, горы Лиственная, Тальк и др., представлены плотными массивными породами от темнозеленой до черной окраски, с неровным занозистым изломом. Зоны рассланцованности в змеевиках приурочены преимущественно к западным краевым частям их массивов. Вдоль этих рассланцованных зон встречаются иногда небольшие скопления хромита (например, в окрестностях с. Черновского). Змеевики, содержащие шлировые выделения хромита, сильно смяты и метаморфизованы, что проявляется в развитии хлоритовых пород и корочек офита, придающих змеевикам светлую желтовато-зеленую окраску и занозистый излом. Краевые части массивов представлены почти всегда продуктами метаморфизма змеевиков — тальково-карбонатными, хлоритовыми, актинолитовыми породами и лиственитами.

Тальково-карбонатные и актинолит-карбонатные породы наиболее широко развиты в пунктах соприкосновения змеевиков с гранитами, например, около южной периферии Чашковского гранитного массива. Это — серовато-зеленые породы, сложенные пучками радиально-лучистого актинолита, хлорита и карбоната, или образованные аггрегатом талька и, обычно, железистого карбоната. *Хлоритовые сланцы* образовались из змеевиков преимущественно в условиях динамического метаморфизма. Они представлены темнозелеными или черными породами, состоящими из аггрегата пластинчатого хлорита с размерами пластинок до 1 см, окрашенного иногда гидроокислами железа. В некоторых из них расположено множество октаэдров магнетита. Широкие полосы и крупные скопления хлоритовых пород с магнетитом известны на горе Тальк, в контакте с чашковскими гранитами, причем в последнем случае в хлоритовых породах содержатся крупные кристаллы граната.

Актинолитовые сланцы, образовавшиеся из змеевиков, также известны на горе Тальк и в других пунктах. По внешнему облику они представляют светлозеленые, иногда белые породы, с радиально-лучистой или спутанно-игольчатой структурой и состоят исключительно из тонких кристаллов актинолита.

Лиственниты известны в тектонической зоне, проходящей по западному краю змеевиковой полосы. Они представлены светлозелеными, иногда массивными, чаще рассланцованными породами, с обильным развитием железистого карбоната, фуксита, меньше кварца.

Чистые тальковые породы, представляющие объект промышленной добычи, известны на горе Тальк и на южном склоне горы Лиственной.

Все змеевики Мнасско-Кундравинской зоны представлены антигоритовыми разностями, в которых только местами наблюдаются тонкие прожилки хризотил-асбеста. Среди чешуйчатого аггрегата антигорита нередко наблюдается большое количество бесформенных скоплений магнетита, содержание которого в некоторых породах доходит до 20%. Реже встречаются зерна хромистого железняка. Из вторичных минералов присутствуют зерна карбоната и, иногда, спутанно-чешуйчатые аггрегаты талька.

Характер ультраосновных пород, превращенных в змеевики, установить не представляется возможным. Вероятнее всего первоначальными породами были перидотиты.

Если процессы серпентинизации обязаны, главным образом, автометаморфизму перидотитов, то сопровождающие змеевики вторичные метаморфические породы обязаны своим происхождением гидротермам гранитных интрузий. По минералогическому составу среди них можно выделить тальково-карбонатные породы и актинолит-хлоритовые сланцы. В первых, кроме талька и карбоната, нередко наблюдаются прожилки яркозеленого фуксита, скопления магнетита и зерна хромита. Структура пород гранобластическая и сланцеватая благодаря ориентировке чешуек талька и фуксита. Актинолит-хлоритовые сланцы образованы крупнотаблитчатыми

выделениями актинолита и хлорита типа пеннина, среди которых в качестве второстепенной составной части наблюдаются мелкие бесформенные скопления магнетита. Структура их гранобластическая. Характерно кучное распределение лейст хлорита и волокон актинолита.

Змеевики Чебаркульско-Травниковского поля представлены нормальными массивными или рассланцованными разностями, темнозелеными, плотными, с занозистым изломом. Иногда среди них встречаются значительные концентрации хромита. В участках рассланцованных зон они интенсивно карбонатизированы и отальк̆ованы, иногда почти нацело превращены в хлоритовые сланцы.

Состав змеевиков и их метаморфические изменения аналогичны тем, что были описаны для змеевиков западной зоны. То же самое относится и к змеевикам третьей зоны, развитым в окрестностях сел Аджетарово, Медведевское и Казбаевское.

В южной части третьей зоны змеевики сильно изменены процессами железистого оруденения и окремнения (кора выветривания). Особенно интенсивное окремнение змеевиков наблюдается в непосредственной близости с третичными отложениями. В значительной части окремненные змеевики обохрены и разрушены. Сравнительно хорошо сохранившиеся змеевики развиты в окрестностях с. Медведевского. Но и здесь преобладают рассланцованные, карбонатизированные и отальк̆ованные, а также окремненные разности.

Змеевики восточной половины района относятся к антигоритовому типу. Они образованы спутанно-чешуйчатым аггрегатом антигорита, в котором присутствуют скопления низко-поляризующего хлорита и прожилки или отдельные зерна магнетита. В составе змеевиков, подвергшихся процессам отальк̆ования, окварцевания и лимонитизации, обнаруживается аггрегат ориентированно расположенных чешуек талька и хлорита, между которыми располагаются скопления мелкозернистого кварца. Часто в этих змеевиках присутствуют крупные зерна лимонитизированного пирита, нередко окаймленные оторочками халцедона или кварца.

Среди змеевиков восточной части района встречены в нескольких пунктах небольшие выходы первоначальных ультраосновных пород, состоящих из свежих зерен авгита и чешуйчатого аггрегата антигорита, заполняющего промежутки между ними. Форма и внутреннее строение антигоритового аггрегата носит характер псевдоморфоз по первичным темноцветным, что подчеркивается присутствием обильного количества магнетита. Иногда в центре таких псевдоморфоз еще сохраняются несерпентинизированные участки авгита. В других случаях форма псевдоморфоз напоминает скорее очертания оливиновых зерен, но обычно в этом случае первичный минерал не сохраняется, что может быть объяснено малой устойчивостью оливина в условиях серпентинизации.

Породы *габбро-диоритовой группы* известны в незначительном количестве; хотя как к северу, так и к югу от широты нашего геологического разреза интрузии габбро и диоритов развиты очень широко.

Как видно из геологической карты, интрузии габбро-диоритов представлены мелкими гипабиссальными телами и дайками, залегающими среди змеевиков (наибольшее их развитие приурочено к Чебаркульско-Травниковскому змеевиковому полю).

Породы состоят из соссюритизированного плагиоклаза и авгита или роговой обманки. Из числа акцессорных присутствуют титано-магнетит, иногда апатит. Вторичные минералы представлены альбитом, эпидотом, цоизитом, карбонатом, уралитом, хлоритом, лейкоксеном, нередко кварцем.

Обычно габбро-диориты совершенно не сохраняют первичных компонентов. Плагиоклаз оказывается нацело замещенным тонкозернистым аггрегатом цоизита, в котором с трудом иногда удается обнаружить вторичный

альбит. Границы плагиоклазовых зерен становятся расплывчатыми, и только в порфировидных разностях габбро-диоритов идиоморфизм их еще слабо сохраняется. Пироксен почти нацело замещен бесцветным волокнистым актинолитом; на ряду с последним развиваются хлорит и эпидот.

Главная часть пород габбро-диоритового ряда относится к группе габбро. Некоторые представители, судя по присутствию первичного амфибола, а также по продуктам распада плагиоклаза, принадлежат диоритовой группе, или к ряду габбро-диоритов. Порфировидные разности, встречающиеся, главным образом, в дайках, имеют характер габбро-диорит-порфиритов.

Породам верхнепалеозойского интрузивного цикла принадлежат *гранодиориты и граниты*, а также их многочисленные жильные отщепления.

В пределах описываемого интервала геологического разреза расположены четыре гранитных массива: Чашковский, Кундравинский, Камбулатовский и Челябинский.

Чашковский массив сложен *гранито-гнейсами*, среди которых выделяются биотитовые гранито-гнейсы и двуслюдяные. Среди относительно однообразных среднезернистых биотитовых гранито-гнейсов, развитых преимущественно в западной периферической части массива, можно выделить три разновидности их, а именно порфировидные биотитовые гранито-гнейсы, те же биотитовые гранито-гнейсы, но без порфировых выделений, и полосчатые биотитовые гранито-гнейсы с особенно резко выраженной гнейсовидной текстурой.

Среднезернистые биотитовые гранито-гнейсы составляют главную часть Чашковского массива. По внешнему облику это — розовато-серые или светложелтые среднезернистые породы, обладающие гнейсовидной текстурой, в составе которых можно различить полевые шпаты, кварц и слюду (биотит). Полевые шпаты образуют зерна неправильной формы, иногда в виде порфировых выделений, размером до 1 см, светлорозовой или желтой окраски. Кварц развит в виде светлосерых неправильных зерен. Биотит образует мелкие листочки, которые располагаются преимущественно по сланцеватости породы.

По данным Н. Н. Ормонт (1938), в состав порфировидных биотитовых гранито-гнейсов входят: плагиоклаз, микроклин, кварц и биотит; акцессорные представлены апатитом, цирконом, рутилом, титанитом и магнетитом; из вторичных минералов присутствуют хлорит, мусковит, серицит и каолин.

Плагиоклаз образует таблитчатые или неправильной формы зерна, размеры которых колеблются от 3.5 мм до десятых долей миллиметра. Состав плагиоклаза отвечает альбит-олигоклазу от № 5 до № 16. Зерна его сложены в тонкие полисинтетические двойники; наиболее часто встречаются двойники по альбитовому закону, реже по законам карлсбадскому в комбинации с альбитовым и альбит-эстерельским.

Микроклин образует или крупные порфировидные выделения размером до 6 мм, или встречается в виде мелких зерен неправильной формы. Таблитчатые порфировидные выделения микроклина обладают характерной тонкорешетчатой структурой.

Кварц присутствует в виде неправильных округлых или слегка удлиненных ксеноморфных зерен, размер которых варьирует от 2—3 мм до десятых долей миллиметра, составляя в среднем около 1 мм. Характерно волнистое угасание; нередко наблюдается трещиноватость. Биотит образует удлиненные таблички, размером до 1 мм, с хорошо выраженной спайностью по (001). Минерал окрашен в зеленовато-коричневый цвет; наблюдается резкий плеохроизм от темно-зеленовато-коричневого Ng до светло-зеленовато-желтого Np.

Под микроскопом биотитовые гранито-гнейсы представляют породу, образованную зернами плагиоклаза, микроклина и кварца и рассеченную

полосками листочков биотита. Сравнительно редкие порфировые выделения представлены плагиоклазом и микроклином. Гнейсовидность выражается в ориентированном расположении биотитовых листочков, которые протягиваются среди зерен полевых шпатов и кварца в виде тонких темных полосок.

Порядок кристаллизации в породах следующий. Первыми, повидимому, являются порфировые выделения плагиоклаза и микроклина, обладающие значительным идиоморфизмом. Вслед за ними следует кристаллизация плагиоклаза и микроклина второй генерации, а затем кварца; одновременно с последним выделяется рутил, образующий в кварце волосовидные включения. В стадию кристаллизации этих минералов происходит коррозия ранее образовавшихся полевошпатовых порфировидных выделений. В следующую, магмато-пневматолитическую, фазу кристаллизации выделяется биотит и акцессорные — циркон, титанит, апатит и магнетит, группирующиеся, как правило, около первого. В гидротермальную фазу произошло образование вторичных минералов — хлорита, мусковита, серицита и каолина. Хлорит (пеннин) образуется на месте биотита, причем при переходе последнего в хлорит наблюдается постепенное ослабление коричневой окраски. При обесцвечивании биотита образуется мусковит, развивающийся в виде мелких листочков. Появление серицита связано с распадом в гидротермальную фазу плагиоклазов. Каолинизация полевых шпатов является наиболее низкотемпературным процессом гидротермальной фазы или относится уже к разряду гипергенных процессов.

Внутренняя зона Чашковского массива образована двуслюдяными гранито-гнейсами. Они представлены среднезернистыми желтовато-серыми породами, обладающими гнейсовидной структурой. Минералогический состав определяется присутствием плагиоклаза, микроклина, кварца, биотита и мусковита; акцессорные представлены апатитом, цирконом и магнетитом; из вторичных присутствуют хлорит, мусковит, серицит и каолин.

Плагиоклаз двуслюдяных гранито-гнейсов представлен альбит-олигоклазом от № 6 до № 12, образующим двойники по альбитовому закону или карлсбадскому в комбинации с альбитовым; зерна плагиоклаза имеют форму изометричных или слегка удлиненных табличек, размер которых не превышает 2 мм.

Микроклин образует небольшие зерна (до 1.5 мм) с характерной решетчатой структурой. Кварц развит в виде ксеноморфных зерен, с волнистым угасанием.

Гнейсовидность двуслюдяных гранитов сказывается в вытянутости минералов в одном направлении, особенно биотита и мусковита.

Кристаллизация пород началась с плагиоклаза, затем выделялся микроклин и, наконец, кварц; последний корродирует полевые шпаты. Мелкие зерна этих минералов относятся ко второй фазе кристаллизации, которой принадлежат также акцессорные минералы и слюды. Мусковит обычно количественно преобладает над биотитом. Появление биотита и мусковита, судя по их взаимоотношению, одновременное.

Изменения гидротермальной фазы выразились в хлоритизации биотита, обесцвечивании его с образованием на его месте вторичного мусковита и в развитии серицита и каолина по полевым шпатам.

Кундравинский массив гранитов расположен к югу от Чашковской интрузии. Породы его представлены микроклиновыми гранитами, в которых, кроме микроклина, составляющего до 50—60% всей породы, присутствуют кварц, плагиоклаз, мусковит, иногда биотит и апатит; из вторичных минералов присутствуют эпидот, серицит, редко хлорит. Структура гранитов типичная гипидиоморфнозернистая. Крупные зерна микроклина часто образуют микропегматитовые срастания с кварцем. Плагиоклаз представлен альбит-олигоклазом № 10—14; обычно он свеж, иногда сери-

цитизирован. Кварц, составляющий до 30% породы, образует пойкилитовые вростки в микроклине и самостоятельные ксеноморфные зерна. Характерно его волнистое угасание. Другие минералы представлены преимущественно мусковитом, развивающимся на месте биотита. Последний сохраняется редко, замещаясь хлоритом.

Камбулатовский гранитный массив образован средне- и крупнозернистыми гранитами нормального состава, среди которых в отдельных участках наблюдаются разности аплитовидных гранитов. В периферических частях массива имеются выходы грано-диоритов, представляющих, быть может, продукты более раннего момента вторжения магмы, чем граниты.

Породообразующими минералами нормальных гранитов Камбулатовской интрузии являются плагиоклаз, микроклин, кварц и биотит. Из вторичных присутствуют серицит, хлорит, магнетит и титанит. Иногда наблюдаются скопления и отдельные зерна лимонитизированного пирита. Структура этих гранитов гипидиоморфнозернистая. Кварц образует главную составную часть породы и представлен в виде извилистых зерен, нередко волнисто- или мозаичноугасающих.

Плагиоклаз в форме призматических зерен, идиоморфных по отношению к кварцу и микроклину, занимает второе место по количественному содержанию. Он относится к альбиту, реже к альбит-олигоклазу. В большинстве случаев зерна плагиоклаза сильно изменены с выделением мелкочешуйчатого аггрегата серицита. Микроклин встречается в небольшом количестве в виде ксеноморфных зерен и характеризуется неотчетливо выраженной решетчатой структурой. Биотит образует таблички, края которых обычно значительно корродированы соседними минералами. Выделения его в большинстве случаев метаморфизованы с образованием хлорита, серицита, титанита и магнетита, причем аггрегаты их располагаются обычно в направлении спайности биотитовых листочков.

Аплитовидные разности камбулатовских гранитов отличаются от описанных мелкозернистой структурой и почти полным отсутствием биотита.

Встречающиеся в Камбулатовском массиве грано-диориты, кварцевые диориты и иногда диориты образованы в главной части призматическими зернами плагиоклаза и выделениями роговой обманки. Акцессорные минералы представлены апатитом и титанитом; из вторичных присутствуют серицит, эпидот, кальцит и хлорит. Плагиоклаз часто зонален и относится к олигоклаз-андезину, иногда к андезину; он представлен нередко свежими зернами, в которых в небольшом количестве присутствуют серицит и цоизит. Кварц образует неправильной формы зерна, часто волнисто угасающие. Количество его непостоянно и колеблется от 0 до 10%. Роговая обманка представлена идиоморфными или неправильными зернами с плеохроизмом Ng в буро-зеленых и Np в светложелтых тонах ($c : Ng = 20°$). Выделения роговой обманки в большинстве случаев значительно изменены; они нередко замещены хлоритом, чешуйчатые аггрегаты которого образуют скопления и прожилки. Иногда мелкие идиоморфные зерна роговой обманки образуют пойкилитовые включения в зернах плагиоклаза.

В восточной части района обнажаются граниты юго-западной окраины *Челябинского массива*. Граниты представлены лейкократовыми крупнозернистыми породами с порфировидными выделениями призматических кристаллов полевого шпата размерами до 2 см. Уже простым глазом наблюдается обилие в породах дымчато-серого прозрачного кварца. Среди преобладающих порфировидных гранитов изредка встречаются мелкозернистые аплитовидные. В некоторых частях на периферии массива встречаются породы грано-диоритового состава.

Почти во всех выходах граниты сильно выветрены, на месте гранитов обнаруживается в большинстве случаев белая каолиновая масса, содержащая зерна кварца.

В состав гранитов Челябинского массива входят микроклин-пертит, альбит, кварц и биотит, причем количество последнего колеблется от 0 до 3%. Структура пород порфировидная или гипидиоморфнозернистая. В большинстве случаев граниты подверглись интенсивным автометаморфическим изменениям: плагиоклаз почти нацело серицитизирован, микроклин пелитизирован, появляется вторичный кварц, биотит замещается эпидотом и хлоритом.

Часто среди порфировидных гранитов встречаются участки пегматитов, образованных эвтектикой микроклина и кварца.

3. Осадочные породы палеозойского возраста

К числу осадочных пород палеозойского возраста относятся широко развитые в районе кремнисто-углистые сланцы. В совершенно ничтожном количестве известны выходы известняков.

Кремнисто-углистые сланцы. В главной своей части породы этой толщи представлены черными плитчатыми сланцами, плотными или с едва заметной зернистостью, состоящими из кремнистого и углистого материала почти всегда с примесью глинистого, количественное соотношение и степень перекристаллизации которого определяет встречающиеся разновидности. От сланцев, почти нацело состоящих из углистого вещества — черных, жирных на-ощупь и мягких, наблюдаются постепенные переходы через кремнисто-углистые и углисто-кварцитовые сланцы до светлосерых или белых кварцитов.

Количество кремнистого материала в сланцах определяется не только первичным его содержанием в породах, но также и степенью силицификации их, вызванной гидротермальной деятельностью гранитных интрузий. Поэтому с приближением к полям гранитных интрузий количество кварцевого материала в сланцах резко повышается. Особенно сильный гидротермальный и тепловой метаморфизм претерпевают кремнисто-углистые сланцы, находящиеся в непосредственном контакте с гранитными массивами. В этом отношении типичным примером может служить контактовый ореол вокруг Кундравинского массива гранитов. С приближением к последнему наблюдается повышенное против обычного содержание кварца в породах; вместо углистых или кремнисто-углистых сланцев появляются углисто-кварцитовые сланцы и углистые кварциты. Одновременно на плоскостях сланцеватости появляется серицит, источником которого служит глинистое вещество, всегда в том или ином количестве присутствующее в сланцах. Породы приобретают вторично-кристаллическую структуру.

В зонах, непосредственно окружающих граниты, метаморфизм проявляется еще в большей степени. Глинистое вещество сланцев преобразуется в серию минералов группы алюмосиликатов. Появляются слюдяные, слюдяно-гранатовые, ставролитовые и т. п. сланцы. Фельдшпатизация и пневматолитический привнос ведут к образованию типичных парагнейсов.

Под микроскопом кремнисто-углистые сланцы представляют однородную массу черного неполяризующего вещества, в которой обнаруживаются тончайшие зерна кварца и чешуйки серицита. В слоистых разностях кварц локализуется в тонкие прослойки, где с ним всегда связан серицит.

В метаморфизованных разновидностях сланцев наблюдается аггрегат более крупных кварцевых зерен, содержащий углистое вещество. При дальнейшей перекристаллизации образуются типичные кварциты с мостовой структурой, с серицитом между зернами кварца. Углистое вещество сохраняется в небольшом количестве по краям зерен кварца.

Сланцы из контактовых ореолов вокруг гранитов представлены несколькими разновидностями. К ним относятся биотитовые сланцы ко-

торых биотитовые листочки располагаются между зернами кварца, сохраняя ориентировку по сланцеватости. Крупные листочки биотита обычно разбиты трещинками, по которым выделяется гидротермальный кварц. Биотитовые сланцы сопровождаются в контактах биотит-гранатовыми и ставролитовыми. От биотитовых они отличаются своей узловатостью; узлы образованы гранатом (альмандин), вокруг них биотит выгибается соответственно форме граната. Ставролитовые сланцы представлены черными блестящими крупнозернистыми породами, состоящими преимущественно из шестоватых кристаллов ставролита (до 1.5 см длиной), образующих характерные крестовидные двойники.

Слюдяные кварциты, встреченные в виде ксенолитов среди гранито-гнейсов Чашковского массива, представлены мелко- или среднезернистыми светлыми породами, обладающими сланцеватой текстурой. В них обнаружены, кроме кварца, составляющего 90—95% всей породы, еще слюды, представленные биотитом и мусковитом, а также апатит, титанит, гранат, турмалин и магнетит; изредка встречается плагиоклаз. Структура пород типичная гранобластическая с характерным мозаичным угасанием мелких кварцевых зерен.

Глинистые *граувакковидные и филлитовые прослойки* в толще кремнисто-углистых сланцев представлены буроватыми и светлокоричневыми тонколистоватыми породами. По плоскостям сланцеватости в них обычно развивается серицит. Они состоят из бурого неполяризующего вещества, тончайших чешуек серицита и мелких зерен кварца. Филлиты представлены тонкорассланцованными породами, часто сплошными, от серебристо-серой до зелено-черной окраски, с шелковистым блеском на плоскостях сланцеватости, обусловленным развитием серицита и хлорита. Филлиты состоят из кварца, серицита, биотита и хлорита. Кварц присутствует в мелких зернах, остальные компоненты в виде тонких чешуек, ориентированных по сланцеватости.

Известняки, встречающиеся в виде мелких выходов (на северном и южном берегах Кундравинского озера, среди змеевиков к юго-востоку от с. Чебаркульского), представлены белыми или светлосерыми мраморизованными разностями. Известняки, расположенные к северу от с. Архангельского, сильно окремнены и превращены в черные кремнистые породы.

4. Осадочные породы третичного возраста и современные образования

Третичные осадки, развитые в восточной половине района, представлены в большей своей части типичными морскими отложениями. Наиболее распространенными породами среди них являются песчаники, состоящие из зерен кварца, сцементированных кремнистым цементом. Среди них в виде прослоев встречаются конгломераты; они состоят из полуокатанных, слабо отсортированных галек кварца размером до 3 см, связанных песчанистым цементом. Последний часто подвергается железистому оруденению, и тогда появляются весьма характерные для этих осадков железистые конгломераты. Среди тех же песчаников встречаются прослои желтой или светлосерой трещиноватой опоки.

Своеобразными породами среди третичных осадков являются «сливные песчаники», или «сливные кварциты». Это — светлые массивные тонкозернистые породы, состоящие из аггрегата зерен кварца, хорошо отсортированных и сцементированных кремнеземом. По существу это те же песчаники, но лишенные грубой зернистости, которая обычно свойственна породам этого типа. Иногда размер зерен в них настолько мал, что они как бы нацело состоят из одного цемента, образованного аморфным кремнеземом, и представляют плотные породы серые, желтоватые или красные, окрашенные окислами железа.

В области распространения третичных отложений часто встречаются пестроцветные глины от яркозеленых или кумачевокрасных до светло-серых или белых.

Часть конгломератов, песков, глин и других рыхлых пород, обычно ожелезненных и обохренных, объединенных на карте вместе с третичными осадками, быть может, представляют отложения иного возраста. Отделить их от третичных отложений вследствие плохой обнаженности не представляется возможным. Древняя кора выветривания, представляющая продукт дотретичного, третичного и более позднего выветривания палеозойских пород, образована различными кремнисто-железистыми пористыми красноватыми или бурыми охристыми породами, утратившими первоначальный характер. По внешнему виду они иногда напоминают железистые песчаники или конгломераты третичных отложений.

Современные образования в описываемом районе представлены отложениями болот и озер, аллювиальными осадками речных долин. Аллювий нередко достигает значительной мощности и представлен песками, глинами, галечниками, иногда конгломератами. С этими аллювиальными отложениями связаны главные золотоносные россыпи района.

V. ВОЗРАСТ ГОРНЫХ ПОРОД И СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ СООТНОШЕНИЯ

Несмотря на сравнительно широкое развитие в районе осадочных образований, среди них отсутствуют породы, фаунистически охарактеризованные. Исключение представляют известняки долины р. Миасс, содержащие нижнекаменноугольную фауну. Однако и эти породы, расположенные у западной границы района и принадлежащие зеленокаменной полосе, отделены тектоническим контактом от описываемого комплекса и не могут служить опорным горизонтом при определении возраста последнего.

О возрасте горных пород района можно судить по ряду косвенных геологических признаков, а также путем сравнения их с аналогичными из соседних районов, где возраст их определен более или менее точно. Последнее относится преимущественно к изверженным породам — эффузивным и интрузивным, критерием сравнения которых могут быть одинаковые геологические условия залегания, одинаковый петрографический состав и структура и одинаковый характер метаморфизма.

Самыми древними породами в районе, относящимися к верхнему силуру или нижнему девону, являются диабазы и порфириты, выходы которых встречены около южного подножья горы Лиственной, а также к западу от нее, в пределах западной зоны. Выходы этих пород представляют северное окончание полосы их, протягивающейся далеко к югу от описываемого района, вдоль восточного подножья горы Бикеляр и к северо-западу от пос. Карпова.

Эти эффузивные породы интенсивно рассланцованы и метаморфизованы и превращены в типичные зеленые сланцы — празиниты, в которых почти никогда не удается определить первоначальный минералогический состав и структуру. По скудным реликтовым признакам и по продуктам метаморфизма можно предполагать, что они образовались из порфиритов андезитового и андезито-базальтового состава, реже из диабазов. Часть зеленых сланцев образовалась за счет туфов порфиритов.

О возрасте их можно судить предположительно. Полоса их выходов образована множеством мелких дислоцированных обрывков, зажатых в змеевиках, тоже значительно перемятых. Эти обрывки зеленокаменных пород представляют остатки кровли, в которую были интрудированы перидотиты, превратившиеся позднее в змеевики. Поэтому возраст этих эффузивных пород должен считаться более древним, чем возраст серпентинизированных перидотитов, время вторжения которых мы относим к ниж-

нему девону. Ориентировочно можно принять, что образование этих эффузивных пород происходило в интервале от верхнего силура до нижнего девона, хотя нижняя граница возраста точно установлена быть не может. Если возраст описанных выше эффузивов мы принимаем за верхнесилурийский или отчасти нижнедевонский, то время появления порфиритов и туфов запиваловской полосы следует, вероятно, относить ко второй половине нижнего девона.

В виде полосы шириной до 9 км порфириты и туфы окрестностей с. Запиваловского протягиваются к северу; в южном направлении полоса их скрывается под третичными отложениями и вскоре выклинивается. Только после некоторого перерыва они появляются вновь, южнее границы нашей карты, в окрестностях сел Маскайского и Барсуковского.

По составу среди пород этой полосы преобладают плагиоклазовые порфириты; в меньшей степени развиты пироксен-плагиоклазовые разности. Но как те, так и другие отвечают по составу нормальным андезитовым лавам. Кроме порфиритов широко развиты туфы, главным образом зернистые, хорошо отсортированные.

Описываемые эффузивы претерпели значительные зеленокаменные изменения, но степень метаморфизма их значительно ниже метаморфизма описанных выше силуро-девонских эффузивов. Дислоцированность их также уступает интенсивной рассланцованности этих последних. Можно предполагать, что появление эффузивов запиваловской полосы происходило несколько позднее образования эффузивных пород западной зоны (из окрестностей горы Лиственной, горы Бикеляр, пос. Карпова). Судя по тому, что эффузивы окрестностей с. Запиваловского рвутся габбро, время излияния их может быть отнесено предположительно ко времени не позднее конца нижнего девона. В это время на восточном склоне Урала происходили мощные и почти повсеместные излияния андезитовых и андезито-базальтовых лав. В частности, к этому периоду вулканической деятельности относится появление порфиритов и туфов хребта Б. Ирендык. Не исключена возможность, что эффузивы запиваловской полосы следует синхронизировать с самыми верхними горизонтами ирендыкской свиты, представленной в большей части андезитовыми порфиритами в противоположность нижним частям ее, где преобладают андезито-базальтовые.

Других пород, возраст которых следует признать за нижне-или среднепалеозойский, непосредственно в пределах описываемого интервала пересечения не известно. Несколько южнее, в 6—7 км к югу от оз. Кундравы, протягивается полоса пироксен-плагиоклазовых порфиритов, совершенно аналогичных авгитовым порфиритам хребта Б. Ирендык, возраст которых определяется как нижнедевонский. Породы эти сильно дислоцированы, претерпели интенсивные зеленокаменные изменения и в значительной части превращены в зеленые сланцы.

К северу от пересечения, на продолжении запиваловской полосы эффузивов, в 1935 г. Н. И. Бородаевским (1934—1935) были обнаружены порфириты и туфы, аналогичные нижнедевонским порфиритам и туфам ирендыкской свиты.

Породы, принадлежащие среднему девону, как осадочные, так и эффузивные, в пределах описываемого района отсутствуют. Они появляются значительно южнее, приблизительно в 70—80 км к юго-западу от описываемого района, в окрестностях сел. Фоминского, Воронинского и Пичугинского. Они представлены андезитовыми плагиоклазовыми порфиритами, кварцевыми и бескварцевыми альбитофирами, а также туфами этих пород.

Что касается непосредственно нашего района, то здесь к числу девонских образований относятся лишь змеевики, образовавшиеся на месте серпентинизированных перидотитов, а также габбро и габбро-диориты,

образующие мелкие гипабиссальные тела и дайки в змеевиках и отчасти в породах кровли.

Вопрос о времени вторжения ультраосновной магмы на восточном склоне Урала остается спорным. Многие считают возраст ультраосновных интрузий за каменноугольный. У нас нет оснований оспаривать это положение для тех пунктов Урала, где были действительно установлены факты внедрения перидотитов или пироксенитов в нижнекаменноугольные осадки.

Иначе решается вопрос о возрасте ультраосновных пород, участвующих в складчатых структурах вулканической зоны и области развития нижнекаменноугольных кремнисто-углистых осадков (Центральный комплекс). Змеевики здесь почти в равной степени с девонскими эффузивными породами участвуют в интенсивной складчатости. Неизвестно ни одного случая прорыва змеевиками эффузивных или осадочных пород послеверхнедевонского возраста. Нижнекаменноугольная осадочносланцевая толща Центрального комплекса образовалась на поверхности сформировавшегося и отчасти размытого эффузивно-змеевикового складчатого основания.

С другой стороны, нижняя граница возрастного интервала ультраосновных интрузий определяется тем обстоятельством, что породы верхнего силура [1] и отчасти нижнего девона встречаются в виде ксенолитов в массивах ультраосновных пород и, следовательно, служили для них кровлей.

Таким образом, можно с достаточной долей вероятности относить интрузию ультраосновных пород описываемого района к среднепалеозойскому магматическому циклу, именно к нижнему девону или, вероятно, ко второй половине последнего.

К среднепалеозойским интрузиям относятся также интрузии пород габбро-диоритового ряда. Интрузии габбро-диоритовой магмы происходили, повидимому, вслед за вторжением ультраосновной, причем путями для нее служили те ослабленные направления в перидотитовых массивах, которые появлялись в связи с усилением складчатости к концу нижнего девона. По форме залегания это были мелкие гипабиссальные тела или дайки с типичными структурами габбро-порфиритов или диорит-порфиритов. Даек этого состава известно особенно много в змеевиках к юго-востоку от Чебаркульского озера.

В верхнем девоне и нижнем карбоне вулканическая деятельность проявлялась достаточно интенсивно, хотя и была слабее нижне- и среднедевонской. В описываемом районе эффузивы этого времени отсутствуют, и верхнедевонские и нижнекаменноугольные образования представлены осадочными породами. При этом почти вся толща осадочно-сланцевой свиты укладывается в довизейском интервале нижнего карбона; ее самые нижние горизонты принадлежат верхнему девону.

Осадочная толща черных кремнисто-углистых сланцев, являющаяся главным элементом описываемого Центрального комплекса, оказывается немой на всей площади своего развития. В связи с этим она относилась в уральской литературе к так называемому «палеозою ближе неопределенного возраста». В 1933—1935 гг. нами были произведены специальные исследования в области, расположенной к югу от пересечения, где констатировано особенно широкое развитие этой немой толщи (Разумная и Мирлин, 1933; Мирлин, 1935).

В результате исследований оказалось возможным уточнить возраст этой свиты, сузив интервал палеозоя до промежутка D_3 — C_1. Это определение в некоторой степени условно, так как базируется не на палеонтологических данных, а на геологических, косвенно относящихся к вопросу

[1] В том числе фаунистически охарактеризованные известняки в юго-западной части Миасского района.

возраста. Но сумма этих данных достаточно значительна, чтобы утверждать справедливость высказанного предположения.

Непосредственные стратиграфические соотношения сланцевой свиты с другими элементами геологической структуры района наблюдаются редко вследствие его значительной эродированности. Во всех случаях, когда удавалось видеть в непосредственной близости выходы кремнисто-углистых сланцев и других палеозойских пород, можно было констатировать налегание первых на породы нижне- и среднедевонского возраста. Так, в 40—45 км к югу от оз. Кундравы, вдоль долины р. Увельки (в окрестностях с. Заураловского), проходит мощная полоса метаморфизованных серицитизированных альбитофиров предположительно среднедевонского возраста. В непосредственной близости от них к востоку протягивается Уштаганский хребет, сложенный черными кремнисто-углистыми сланцами, образующими синклиналь. В ряде расположенных на значительном расстоянии друг от друга обнажений можно видеть, что сланцы лежат выше альбитофиров, при этом с некоторым несогласием, выражающимся в разной величине углов падения: 25—40° — у сланцев и 60—80° — у альбитофиров. Здесь же, на границе альбитофировой свиты р. Увельки и толщи сланцев, обнаружены конгломераты, состав цемента которых аналогичен составу кремнисто-углистых сланцев, а обломки представлены альбитофирами и плагиоклазовыми порфиритами.

Встречающиеся также в нескольких других пунктах района подобные соотношения свидетельствуют о послесреднедевонском возрасте сланцевой толщи.

На принадлежность сланцевой толщи к числу верхних горизонтов палеозойского комплекса указывает характер ее залегания и тектоники при сравнении с залеганием и тектоникой остальных эффузивно-осадочных палеозойских образований. В то время как последние обладают вертикальными или близкими к этому падениями, сильно рассланцованы и образуют крутые, сжатые, осложненные сплоенностью и разорванные складки, сланцевая толща сложена в крупные и простые складки с полого падающими крыльями. Углы падения сланцев не превышают 30—50°, оставаясь обычно в пределах 15—30°. Легче и естественнее всего предположить, что сравнительно меньшее смятие произошло в самых верхних и молодых горизонтах толщи.

В начале нашего очерка, при геоморфологической оценке района, упоминалось о характере взаимоотношения сланцевого покрова с современным рельефом. Постоянную приуроченность останцов сланцевого покрова к повышенным участкам местности и образование в связи с этим своеобразного негативного рельефа можно объяснить относительно молодым возрастом сланцевой толщи по сравнению с другими породами кровли, вскрытыми дневной поверхностью в долинах и представляющими антиклинальные части складок.

Относительные возрастные границы сланцевой толщи определяются достаточно отчетливо при рассмотрении ее в связи с интрузивными породами. Прежде всего выясняется, что взаимоотношения сланцев с верхнепалеозойскими интрузивами диаметрально противоположны тем, которые наблюдаются в связи со среднепалеозойскими интрузивами. На контакте с гранитными интрузиями верхнепалеозойского возраста (C_2 — C_3) сланцы интенсивно метаморфизованы, и очертания границ их покрова целиком подчинены контурам гранитных массивов. Сланцы образовались до интрузии гранитов и служили на ряду с другими породами нижнего и среднего палеозоя для них кровлей.

Обратные соотношения наблюдаются при рассмотрении сланцев в связи с змеевиками и габбро-диоритами, интрузиями среднепалеозойского возраста. Почти во всех пунктах района, где обнажаются сланцы, они зале-

гают в непосредственной близости с змеевиками. Но ни в одном случае нельзя было констатировать хотя бы ничтожные признаки изменения сланцев на контакте с ними. Эти контакты всегда оказываются механическими без всяких явлений метаморфизма. На этом основании мы не можем согласиться с теми исследователями, которые считают, что кремнисто-углистые сланцы прорывались перидотитами. Напротив, змеевики обнажаются лишь в промытых участках сланцевой кровли или там, где последняя отсутствует. Так, широкие поля, сложенные змеевиками, известны к юго-востоку от оз. Чебаркульского. Здесь отдельные обрывки сланцев в виде останцев существовавшего ранее покрова сохранились на поверхности змеевикового основания. Но вскоре в южном направлении, где вся структура испытывает погружение, змеевики скрываются под мощной толщей сложенного в пологие складки сланцевого покрова.

В значительном количестве случаев, в том числе к юго-востоку от Чебаркульского озера, сланцы ложатся непосредственно на поверхность змеевиков. Очевидно, что к моменту отложения сланцев сложенное первоначально в пологие складки нижне- и среднепалеозойское основание подверглось интенсивному размыву. Кровля, в которую были интрудированы перидотиты, была во многих пунктах эродирована и смыта до глубины залегания змеевиков. Вследствие этого сланцы отлагались на размытой поверхности не только складчатой кровли, но и на поверхности вскрытых эрозией змеевиков. Время размыва мы относим предположительно к средине верхнего девона, когда интенсивный размыв имел место почти на всей территории восточного склона Урала. Естественные разрезы, в которых отчетливо видно непосредственное пологое налегание сланцев на змеевики (например по р. Кулахты), также убеждают нас в том, что сланцы отлагались на размытой поверхности змеевиков.

Соотношения сланцевой толщи с интрузиями габбро-диоритов аналогичны указанным для змеевиков. Ни в одном пункте района не было встречено сланцев, которые рассекались бы габбро или диоритами. Дайки габбро-диоритов среди сланцев отсутствуют, между тем дайки их среди змеевиков и эффузивов, обнажающихся в непосредственной близости со сланцами, известны в большом числе. В редких случаях непосредственного контакта сланцев и габбро-диоритов никаких явлений метаморфизма в первых не наблюдается; контакт их также механический. Таким образом, и в сравнении с интрузиями габбро-диоритов возраст сланцевой толщи оказывается более молодым. Можно с достаточной долей вероятности утверждать, что образование сланцевого покрова происходило после главных моментов интрузии ультраосновных пород и пород габбро-диоритового ряда, время появления которых относится к промежутку от нижнего девона до начала среднего. Этим положением определяется приблизительно нижняя граница того интервала, в течение которого происходило образование сланцевой толщи.

Вопрос о верхней его границе решается значительно легче. Верхнепалеозойские интрузии гранитов (C_2 — C_3) прорезают толщу кремнисто-углистых сланцев, обусловливая в них интенсивный метаморфизм. В ряде пунктов (Каслинского и Кочкарского районов) было обнаружено залегание этих сланцев непосредственно под нижнекаменноугольными известняками с Productus Giganteus. Как указывает А. Н. Заварицкий (1923), описываемые кремнисто-углистые сланцы аналогичны нижнекаменноугольным сланцам из Бредов и других южных районов восточного склона Урала, где они принадлежат продуктивному горизонту нижнего карбона.

Таким образом, учитывая сумму приведенных данных относительно нижней и верхней границ возрастного интервала времени образования сланцевой толщи, возраст ее следует определить как D_3 — C_1. Мы придаем этой толще знак C_1^h как горизонту, соответствующему в значительной своей части угленосному горизонту нижнего карбона.

Необходимо далее отметить следующее обстоятельство.

В составе нижних горизонтов сланцевой толщи преобладает кремнистый материал, иногда глинистый, филлитоподобный или граувакковый, при небольшом количестве углистого. В направлении кверху количество углистого материала повышается с одновременным уменьшением кремнистого. Можно предположить, что отложение материала кремнисто-углистых сланцев происходило приблизительно на границе верхнего девона и нижнего карбона. В конце верхнего девона отлагались преимущественно кремнистые осадки, источником которых был кремнезем многочисленных вулканических излияний. С началом каменноугольного периода интенсивность вулканической деятельности уменьшилась, а вместе с этим уменьшилось количество отлагавшегося кремнистого материала. Одновременно началась повсеместная концентрация углистого вещества, отлагавшегося вместе с кремнистым.

С началом визейского времени началось новое погружение всей области; трансгрессия моря оставила следы в виде мощной толщи известняков с продуктидами визейского яруса. В пределах района эти известняки отсутствуют, но они широко развиты к северу от него в восточной части Кыштымско-Каслинского района и к югу — в районе сел Таганды и Коелга.

Заключительным моментом в палеозойской истории описываемого района являются интрузии гранитов второй половины карбона или начала перми. Верхнепалеозойский период интрузивной деятельности сопровождал на Урале главную фазу орогенеза. Породы гранитного ряда являются самыми молодыми из известных в описываемом районе. Грано-диориты, граниты и их жильные отщепления прорывают все остальные палеозойские породы как осадочные и эффузивные, так и интрузивные. Случаев внедрения в гранитные тела каких-либо других интрузий не известно.

Следует, однако, выделить несколько моментов внедрения гранитоидов. Повидимому, в период максимума складкообразовательных движений произошло вторжение гранитов, а также сопровождавших их сиенитов и миаскитов, Ильмено-Чашковского комплекса. Интрузивные породы последнего, судя по развитым в них ориентированным структурам, сформировались в условиях бокового давления и их можно считать синтектонитами, одновременными с главной фазой герцинских движений.

В противоположность им следует выделить такие интрузивы, как Камбулатовский, Ключевский (к югу от нашего разреза), Челябинский и, вероятно, ряд других из числа крупных гранитных массивов восточного склона Урала. Вторжение этих гранитных интрузий происходило уже в период некоторого затухания движений, когда палеозойская толща восточного склона Урала была сложена в складчатые структуры, наблюдаемые нами в настоящее время. Интрузии этих гранитов занимали крупные полости в складчатых структурах палеозойских образований, располагаясь либо по границам отдельных комплексов (межформационные лакколиты типа Камбулатовского массива), либо приподнимая вмещавшую их толщу с обрушением и частичным захватом ее (Челябинский, особенно Кочкарский массивы). Вторжение гранитных интрузий этой группы происходило скорее уже тогда, когда боковые складкообразовательные движения сменялись нарушениями типа разломов и расколов пород кровли.

Наконец, и внутри интрузий второй группы, в свою очередь, можно выделить два момента внедрения. Повидимому, первым моментом была интрузия грано-диоритов. В пределах описываемого района грано-диориты известны в Камбулатовском массиве. Широкое распространение их обнаружено в других гранитных интрузиях как в пределах района (Челябинский массив), так и вне его (Ключевский, Кочкарский массивы и др.).

Вопрос о характере грано-диоритовых интрузий может быть решен двояким образом. Во-первых, они могут рассматриваться как дифференциаты гранитных интрузий и тогда как образования, одновременные с ними.

Этому предположению противоречит тот факт, что грано-диориты встречаются в гранитных массивах не как шлиры, а как ксенолиты, что выражается в метаморфических изменениях их на контакте с гранитами. Поэтому, вероятнее второе предположение о разновременном вторжении их.

Первыми в палеозойскую кровлю были интрудированы грано-диориты, а вслед за ними, по тем же ослабленным направлениям, происходило вторжение гранитов. Это не исключает принадлежности обеих интрузий к одному магматическому очагу, подача магмы из которого происходила в несколько приемов.

Формирование гранитных интрузий сопровождалось чрезвычайно широким развитием гипабиссальных и жильных форм гранитной магмы. Мелкие тела и особенно дайки порфировидных гранитов и гранит-порфиров развиты исключительно широко как в пределах гранитных массивов, так и вне их, в породах кровли. Последним моментом интрузивной деятельности была инъекция кварцевых жил, в бесчисленном количестве разбитых на всей территории описываемого района.

Мощные гранитные интрузии герцинского цикла отложили отпечаток как на тектонике, так и на облике пород палеозойского фундамента. На месте вторжения гранитов образовались куполовидные поднятия кровли (хребет Игиш около Чашковской интрузии, Камбулатовский и Ключевский массивы), обусловившие раскол кровли и особенно интенсивное ее раздробление. В приконтактовых зонах вокруг гранитных интрузий породы претерпели интенсивный метаморфизм, вследствие которого кремнисто-углистые осадки были превращены в кварциты, слюдяные и гранат-ставролитовые сланцы, известняки были нацело мраморизованы, эффузивные породы, наряду с автометаморфическими процессами зеленокаменного порядка, были интенсивно окварцованы и карбонатизированы и т. п. Особенно следует отметить метаморфические превращения, связанные с гидротермальной деятельностью гранитных интрузий, проявившиеся в перидотитах. Эти последние были серпентинизированы еще до вторжения гранитов. Все последующие изменения в них, как, например, появление тальково-карбонатных пород, лиственитов и т. п. новообразований, связаны с гидротермальной деятельностью гранитных интрузий. Рудная минерализация, известная в описываемом районе, также в большей части обязана гидротермальным проявлениям гранитной магмы.

Чтобы закончить очерк возрастных взаимоотношений пород, следует упомянуть о послепалеозойских образованиях. Отложения третичного периода [1] развиты в восточной половине описываемого района в окрестностях сел Аджетаровского, Ивановского, Самара и др.

Плохая обнаженность не позволила с достаточной полнотой выяснить характер, литологический состав и условия залегания третичных отложений. Только в нескольких пунктах удалось наблюдать горизонтальное залегание их на размытой пенепленизированной поверхности палеозойского основания. По аналогии с третичными отложениями более восточных районов, описанными А. П. Карпинским, С. В. Энштейном и другими, наиболее вероятными является причисление их к палеогену. Более дробного подразделения толщи их сделано быть не может.

VI. ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

К числу полезных ископаемых, известных и эксплоатируемых в пределах района, относится золото. Кроме золота, имеются небольшие месторождения окисленных железных руд, хромита, талька, различного рода строительных камней и глин. Известны признаки вольфрамового оруденения.

[1] Отложения мезозойского возраста в пределах развития Центрального комплекса отсутствуют.

1. Месторождения золота

Коренные месторождения золота района представлены преимущественно месторождениями типа золотосодержащих кварцевых жил. Эти месторождения разрабатывались с начала 19-го столетия. До 70-х годов добыча золота велась из россыпей, и лишь позднее стали разрабатываться коренные месторождения.

Золотоносные кварцевые жилы встречаются на обширной площади. Вмещающими породами для них служат пироксен-плагиоклазовые порфириты и туфы, черные кремнисто-углистые сланцы, грано-диориты, иногда змеевики.

К группе золото-кварцевых жил, встречающихся среди порфиритов и туфов, относятся жилы, расположенные в окрестностях Медведевского зерносовхоза (к северу от Челябинского тракта). Они приурочены к вулканогенным породам описанной ранее запиталовской полосы. Эти золото-кварцевые жилы являются одними из наиболее богатых и благонадежных среди прочих аналогичных месторождений этой части Миасского золотоносного района. Жилы минерализованы пиритом, галенитом и халькопиритом; часто встречаются примазки медной зелени. На ряду с золотом следует отметить высокое содержание серебра. Жилы расположены одна от другой на расстоянии от 0.75 до 1.5 км; вмещающими породами служат сильно разрушенные обохренные порфириты или их туфы. Простирание жил северо-восточное. Месторождение приурочено к зоне интенсивной рассланцованности в порфиритах и находится вблизи контакта последних с змеевиками.

К востоку от с. Травниковского среди змеевиков находится другая группа жил, приуроченных к выходу порфиритов. Эти жилы привлекают внимание богатой минерализацией арсенопиритом, который здесь имеет не только минералогический интерес. Содержание золота в них также значительно. С жилами этой группы связано образование небольшой элювиальной россыпи, расположенной на южном пологом склоне р. Сусулки. Судя по окружающей геологической обстановке, эти жилы относятся к той же группе золото-кварцевых жил, что и Медведевские, но представляют более глубокие части их.

К группе золото-кварцевых жил, вмещающими породами для которых служат черные кремнисто-углистые сланцы, относятся две жилы, находящиеся к югу от Камбулатовского гранитного массива в расстоянии от края его в 0.5—1 км. Расположение жил строго параллельно простиранию сланцев, огибающих гранитный массив. Так, западная жила — обладает северо-западным простиранием, а восточная — северо-восточным или близким к широтному (60—70° СВ). Жилы минерализованы пиритом, арсенопиритом, халькопиритом и галенитом; почти всегда присутствует медная зелень.

Кроме отмеченных двух кварцевых жил среди кремнисто-углистых сланцев встречается множество часто очень мощных, но в большинстве случаев безрудных жил.

Большая группа золото-кварцевых жил известна в окрестностях с. Мельниковского. Жилы минерализованы пиритом, некоторые халькопиритом, реже галенитом. Содержание золота в них сравнительно невысокое. Эта группа жил интересна тем, что она приурочена к меридионально вытянутой рассланцованной зоне, проходящей в змеевиках к западу от с. Мельниковского. В свою очередь, эта рассланцованная зона является непосредственным продолжением Непряхинской зоны, одной из наиболее рудоносных в Миасском районе.

Россыпные месторождения золота являются главной составной частью золотого баланса юго-восточной части Миасского района. Они интересны

как в количественном отношении, так и со стороны сравнительно легкой доступности их эксплоатации. Областью наибольшей концентрации их является западная часть района, расположенная к югу от пересечения. В восточной части, в пределах описываемого района, значительная концентрация россыпных месторождений золота известна в районе сел Мельниковского и Пустозеровского.

Главная часть россыпей относится к типу элювиально-делювиальных, и только немногие из них являются аллювиальными. Элювиальные россыпи образовались путем длительного размывания часто небогатых коренных месторождений. Некоторые из них дополнительно обогащены за счет мелких месторождений в рассланцованных зонах среди змеевиков (или тальково-карбонатных пород); такие россыпи известны, например, в западной части района, где они берут начало в логах гор Лиственной и Тальк. Почти на всей площади распространения змеевиков, где проявились карбонатизация их и другие гидротермальные превращения, встречается множество мелких россыпей элювиального характера, находящихся непосредственно около источников их обогащения или несколько смещенных по склону. Другие мелкие элювиальные россыпи связаны с золото-кварцевыми жилами; особенно это относится к тем, которые расположены близ гранитных массивов или непосредственно на площади последних.

Из числа аллювиальных россыпей в пределах описываемого района можно отметить, например, Фамбуловскую, по р. Месиловке, расположенную около юго-западного подножья хребта Игиш. Россыпь берет начало в седловине между хребтом Игиш и горой Лиственной; отсюда же начинается и Чашковская россыпь, расположенная к северу от горы Лиственной. Обогащение Фамбуловской россыпи обязано, повидимому, с одной стороны, тальково-карбонатным породам горы Лиственной, а с другой — грано-диоритовой интрузии, расположенной в рассланцованной зоне за южной рамкой карты.

2. Прочие месторождения

Железные руды известны в форме месторождений типа окисленных руд в окрестностях пос. Полетаева.

Месторождения хромита довольно многочисленны, но незначительны по размерам. В виде небольших концентраций они известны среди змеевиков окрестностей с. Черновского, в змеевиках окрестностей с. Щапинского и в других пунктах.

Тальковые месторождения также весьма многочисленны, однако промышленное значение имеют только некоторые из них. К последним относится крупное месторождение «Тальк» на горе того же названия (к юго-западу от горы Лиственной), затем месторождение талька на южном окончании горы Лиственной, на ее западном склоне и в других пунктах.

Весьма разнообразны и многочисленны в описываемом районе месторождения строительных камней. К ним относятся черные кремнисто-углистые и углисто-кварцитовые сланцы, то подобные шиферным сланцам, то образующие толстые и прочные плиты, часто до 3 м, годные для кладки стен. В качестве строительного материала местное население использует порфириты, туфы и граниты. Большие каменоломни последних расположены на площади Камбулатовского гранитного массива. Наконец, следует отметить месторождения глин, происхождение которых связано с «корой выветривания».

АКАДЕМИЯ НАУК СОЮЗА ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

VIII

В. С. КОПТЕВ-ДВОРНИКОВ

ГЛАВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ПО ДАННЫМ РАЗРЕЗА ЗЛАТОУСТ — ЧЕЛЯБИНСК

(Заключение)

В заключение уместно остановиться на некоторых общих вопросах геологической истории, связанных с исследованиями вдоль пересечения. В только что вышедшей объяснительной записке к геологической карте Урала 1 : 500 000 К. А. Львов (1939) довольно смело проводит сопоставление между нижними докембрийскими толщами западного склона Урала и кристаллическими сланцами нашего разреза. Такая попытка является преждевременной, так как не опирается на необходимые факты. Возраст немых свит западного склона Урала до сих пор нельзя считать решенным, а против схемы К. А. Львова существуют серьезные возражения (Блохин, 1939). Однако при любой схеме у нас останется один важный вопрос — происхождение толщи кристаллических сланцев. Имеющиеся данные говорят о допалеозойском возрасте метаморфизма докембрия. Состав кристаллических сланцев свидетельствует об образовании их преимущественно из нормальных осадочных серий, иногда с сохранением признаков несогласных залеганий. В самых верхних горизонтах протерозоя на Южном и Северном Урале содержатся многочисленные прослои сильно измененных эффузивных пород (Кузнецов и Лучицкий, 1936).

Постоянная ассоциация кристаллических сланцев с гранитами уже давно привлекла к себе внимание исследователей, и вполне понятно, почему в Фенноскандии с ее классическим развитием кристаллических сланцев получили распространение взгляды (П. Эскола, О. Баклунд) о вторичном происхождении гранитной магмы. Согласно С. Бубнову (1934), образование мощных комплексов кристаллических сланцев происходит неодинаковым способом. В каледонидах Норвегии, Шотландии и каменноугольных горах Европы, благодаря внедрению расплавленных магматических масс и одновременным тектоническим движениям, температура и давление вблизи земной поверхности могли настолько подняться, что вызывали появление кристаллических пород. На ряду с этим мы знаем, что кристаллические сланцы возникают в небольших и узких тектонических зонах, инъицированных большим количеством гранитного материала. Примером таких зон с пестрым минералогическим составом является иртышская полоса сланцев (Падуров, 1929), а также ряд весьма интересных ассоциаций горных пород, подчиненных на Среднем Урале ильменскому комплексу гранитогнейсов (Коптев-Дворников и Кузнецов, 1931). В противоположность этому, в Альпах кристаллические сланцы формировались в условиях глубинной складчатости, происходившей при высоком давлении и высокой температуре.

При рассмотрении соотношений кристаллических сланцев и гранитов следует иметь в виду, что те и другие возникают на фоне определенных региональных тектонических движений и являются частями единого геологического процесса.

Четкой взаимосвязи между формированием кристаллических сланцев центральной зоны Урала и гранитным процессом мы в настоящее время отметить не можем, так как до сих пор мы не знаем среди них таких интрузий, которые могли бы быть отнесены к докембрию. Региональная выдержанность кристаллических сланцев центральной зоны Урала говорит в пользу формирования их в условиях глубинной складчатости и при высоких температурах. Имевшаяся тектоническая обстановка не благоприятствовала проникновению гранитов, но первоначальные структурные и текстурные признаки кристаллических сланцев Златоуста все же говорят о близости магматических масс. По нашим представлениям, в районе Златоуста вскрыты наиболее глубокие горизонты докембрия, мезофации которого при движении на север и на юг сменяются эпиметаморфными образованиями.

Наличие докембрийских интрузий на Урале допускает А. Н. Заварицкий (1939) и ставит вопрос, не являются ли ими массивы, заключенные в кристаллических сланцах.[1] В настоящее время докембрийские интрузии указаны лишь для Орского района (Петренко, 1939), где широким развитием пользуются граниты, гнейсо-граниты и плагиогнейсы.

Что касается первоначальных геологических структур златоустовского протерозоя, то они были переработаны позднейшими движениями. Так как более поздние структуры часто являются унаследованными, можно предполагать, что в результате протерозойской складчатости толща сланцев представляла асимметричный антиклинорий, сводовая часть которого была расположена у восточного края протерозойской полосы.

Перейдем теперь к рассмотрению истории палеозоя. Нужно отметить, что лишь совсем недавно для Урала стали приводиться факты, указывающие на наличие каледонских движений. До сих пор на восточном склоне хребта, за исключением лишь его полярной части, кембрийские отложения не констатированы, будучи скрытыми более молодыми толщами. Данные, полученные для западного склона Урала, доказывают существование салаирской фазы тектогенеза, захватившей также обширные пространства Западной Сибири (Усов, 1936) и Центрального Казахстана.

В Среднем и Южном Урале в примыкающей с востока к протерозою зеленокаменной полосе самые древние отложения датируются верхними ярусами верхнего силура (Кузнецов, 1939). Исследования в северной части Башкирии (Контев-Дворников, 1933) показали, что верхнесилурийские образования в своем распространении приурочены к антиклинальным структурам, ядра которых сложены обширными телами змеевиков. Уже тогда мною было высказано предположение о том, что ультраосновные интрузии вторглись вдоль поверхности несогласного налегания верхнего силура на нижележащие толщи. Это предположение было затем подтверждено на Южном Урале (Хабаков, 1936) фактами несогласного залегания верхнесилурийской эффузивной толщи на песчаниках и сланцах нижнего силура, что позволяет говорить о такопийской фазе складчатости.

Наличие поверхности раздела между верхне- и нижнесилурийскими толщами, вдоль которой были развиты относительно пластичные тела змеевиков, несомненно сыграло известную роль для образования тех сложных нарушенных складчатых структур, которые мы имеем в пределах зеленокаменной полосы в нашем разрезе и которые возникли во время герцинской складчатости.

Следующий момент движений намечается в самом конце нижнего девона, в связи с чем в пределах нашего разреза и в Учалинском районе (БашАССР) верхнесилурийские и нижнедевонские толщи изменены и дислоцированы более интенсивно, чем вышележащие среднедевонские. Это было замечено

[1] Наши наблюдения в Уфалейско-Кыштымском районе летом 1940 г. это предположение не подтвердили.

в Учалинском районе (БашАССР) (Контев-Дворников, 1933) и указано Е. С. Доброхотовой. При этом разница во внешнем облике наблюдалась в породах, залегающих в непосредственном соседстве и вне особых тектонических условий. На основании этих данных мы можем сделать вывод о движениях, имевших место в самом конце нижнего девона. Этот вывод находит подтверждение и для других пунктов Урала. Так, в Каргалинских горах (Яншин, 1930, 1932) концу нижнего девона или началу среднего отвечает образование конгломератов, ложащихся с угловым несогласием на силуро-девонскую эффузивную толщу. В Ивдельском районе отмечено несогласное налегание среднего девона на кобленцских отложениях. Наконец, в Учалинском и Абзелиловском районах (БашАССР) О. А. Нестояновой обнаружены конгломераты, лежащие в основании пород бугулыгырского горизонта.

В верхнем девоне мы находим признаки новых движений, с которыми связано накопление граувакковых толщ. Аналогичные по времени движения отмечены в Центральном Казахстане, в Западной Сибири (Усов, 1936) и Северном Тянь-шане (Николаев, 1930), что еще более подчеркивает их значение.

Что касается собственно герцинской складчатости, то, вероятно, она происходила в две фазы, из которых одна падает на карбон, другая на пермокарбон (Горский, 1939). Возможно, что этим двум фазам движений отвечают два момента интрузий гранитов, имеющих развитие в Мнасском районе.

В пределах разреза мы не имеем заведомых представителей нижнего палеозоя. Мы знаем, что на юге Урал-тау кембро-силурийские отложения огибают кристаллические сланцы и переходят на восточный склон Урала. Здесь они прослежены в ряде пунктов вдоль тектонического шва между зеленокаменной полосой и толщей докембрия. В Учалинском районе (БашАССР) они представлены аркозовыми кварцитами, кварцитовыми и зелеными сланцами. Ближайшие выходы пород этой серии расположены в непосредственном соседстве с нашим разрезом (Архангельские горы). По своему характеру породы не имеют ничего общего ни с докембрием, ни с зеленокаменными образованиями. Вероятнее всего это — нижнесилурийские отложения, из которых аркозовые кварциты могут отвечать кидрясовским аркозовым песчаникам, содержащим примесь гранитного материала.

Наличие в этой ассоциации пород зеленых сланцев свидетельствует о том, что в нижнем палеозое на восточном склоне вулканические процессы были локализованы в отдельных пунктах его западных и центральных частей, в то время как в восточной части (Брединский и Орский районы) имели место нормальные седиментационные процессы с накоплением песчано-глинистых толщ. Распределение вулканических явлений может нам говорить о том, что западные части уральской геосинклинали в течение кембрия обладали значительной подвижностью. Очевидно, по той же причине интрузии, связанные с салаирской складчатостью, могли проявиться на западном склоне Урала (Бердяушский и Троицкий массивы). Начиная с нижнего силура западный склон оказался приподнятым, и вулканические явления сместились в более восточные части. Судя по тем отрывочным характеристикам, которые имеются для нижнепалеозойских толщ, они резко отличаются от более молодых образований Урала сильной рассланцованностью, благодаря чему продукты метаморфизма андезито-базальтовых излияний нередко превращены в зеленые сланцы. Это свидетельствует о мощных движениях, имевших место перед верхним силуром. Как мы видели, поверхность несогласия между S_1 и S_2 была широко использована интрузиями ультраосновных пород.

Начиная с верхнего силура вулканические явления мигрируют в направлении с запада на восток и со второй половины верхнего силура получают на восточном склоне повсеместное распространение. На западном скло-

не в это время, в условиях неглубокого моря, происходило формирование песчано-глинистых и карбонатных толщ. Миграция вулканических явлений отражает дальнейшее развитие геосинклинальной депрессии, но уже в пределах восточного склона.

Ход событий в первой половине верхнего силура еще освещен мало. В южной части Южного Урала (Разумовская, 1937) это время характеризуется подводной вулканической деятельностью — потоки измененных базальтовых лав, переслаивающиеся с кремнистыми сланцами. В то же время в бассейне р. Тобола имеются метаморфизованные песчано-глинистые, частично туфогенные отложения с таранноиской фауной граптолитов (Берг, 1932). Условно, по литологическому сходству, к нижней половине верхнего силура мы отнесли сильно дислоцированную толщу, развитую в Челябинском районе в окрестностях поселков Милюковского, Чипышевского, Ново-Георгиевского и к югу от Южно-Челябинского прииска. Кроме того, наличие этих пород констатировано также к югу от с. Вознесенского.

Преобладающими породами этой толщи являются филлитизированные фиолетовые, реже серые, глинистые сланцы. Они сложены в мелкие крутые складки с углами наклона в 50—70° восточных и западных направлений. Повидимому, ниже сланцев и песчаников залегают вулканогенные породы, представленные сильно измененными диабазами, альбитофирами, кремнистыми туфитами и сургучными яшмами. Указанная толща обнажена очень плохо и могла быть изучена лишь в шурфах, хотя и в них породы отличались сильной выветрелостью.

Таким образом, можно думать, что в начале верхнего силура вулканические процессы на восточном склоне Урала не пользовались повсеместным распространением и локализовались в отдельных участках. Только со второй половины верхнего силура (уинлок) весь восточный склон становится ареной эффузивной деятельности. Наиболее интенсивно она проявилась в пределах западной зеленокаменной полосы, где в составе верхнесилурийской толщи исключительную роль играют продукты излияния базальтовых лав. Наши данные по Учалинскому (БашАССР) и Миасскому районам и по разрезу говорят о том, что во многих случаях формированию эффузивной толщи предшествовало отложение фаунистически охарактеризованных известняков. Выше последних в Учалинском районе расположен мощный разрез базальтоидных лав, верхней части которого подчинены многочисленные прослои кремнистых сланцев, туфитов и яшм.

Еще выше, местами, наблюдаются альбитофиры и их туфы. Мощность указанного разреза достигает 600—700 м. В пределах пересечения верхнесилурийская эффузивная свита довольно хорошо сохранилась лишь в западной зеленокаменной полосе, где ее выходы приурочены к двум главным антиклинальным структурам (предуральская и центральные складки), ядра которых сложены змеевиками. Верхним горизонтам свиты подчинены более кислые излияния порфиритов и альбитофиров. В центральной части района, по аналогии с условиями залегания в зеленокаменной полосе, к верхнему силуру или нижнему девону Г. А. Мирлиным отнесены сильно рассланцованные порфириты, диабазы и туфы среди змеевиков к западу от хребта Игиш, к югу от с. Кундравы.

Появление альбитофиров в верхних частях разрезов верхнего силура указано для многих пунктов зеленокаменной полосы в более северных районах Урала, причем, по данным работ Н. А. Штрейса[1] в 1939 г., к числу наиболее поздних проявлений верхнесилурийского вулканизма (даутон) относятся также ортофиры, имеющие довольно широкое распространение в средней части хребта. Следовательно, в течение верхнего силура эффузив-

[1] Устное сообщение.

ная деятельность, начавшаяся с излияния базальтов, закончилась во многих районах Урала более кислыми и местами даже калийными лавами.

В Учалинском районе (БашАССР) имеются доказательства тому, что в начале нижнего девона верхнесилурийская эффузивная толща подверглась размыву с накоплением конгломератов и песчаников, переслаивающихся с кремнистыми туфитами и туфами. Мощность этой обломочной толщи равна около 200 м.

В течение нижнего девона на восточном склоне происходили обширные излияния преимущественно андезитовых лав. Главные вулканические центры располагались опять-таки в пределах западной зеленокаменной полосы, где в результате их деятельности возникла мощная (около 1 км) толща пироксеновых и пироксен-плагиоклазовых порфиритов, отвечающая большей части так называемой прендыкской свиты Южного Урала.

В пределах разреза нижнедевонские порфириты развиты в виде небольших полос в центральной части зеленокаменной полосы. Видимая их мощность, так же как и верхнесилурийских пород, небольшая и обусловлена позднейшими тектоническими причинами. Судя по данным соседних районов, расположенных к северу и югу от разреза, а также по выходам вулканогенных толщ в центральной части его, около пос. Запиваловского и пос. Комсомолец, эффузивные процессы этого времени на широте нашего разреза захватили большую часть восточного склона.

Нижнедевонские излияния происходили в условиях морского бассейна. При этом осадочные образования среди нижнедевонских толщ в нашем районе и в зеленокаменной полосе Среднего и Южного Урала играют ничтожную роль. Для более восточных частей восточного склона они имеют большее значение. Излияния нижнего девона начались с более основных базальтоидных лав, которые затем сменились наиболее распространенными андезитовыми. В результате возникли мощные толщи пироксеновых и пироксен-плагиоклазовых порфиритов и их туфов, слагающих на Южном Урале хр. Ирендык-южный, Крыкты и Ирендык-северный и продолжающихся дальше к северу на Средний Урал. Зеленокаменная полоса Среднего Урала, повидимому, сложена преимущественно верхнесилурийской и нижнедевонской вулканогенными свитами. В пределах пересечения, в зеленокаменной полосе, кроме пироксен-плагиоклазовых порфиритов, имеются роговообманково-плагиоклазовые. В других случаях в верхних горизонтах ирендыкской свиты появляются плагиоклазовые (хр. Ирендык-северный) и роговообманковые порфириты, сменяющиеся затем альбитофирами и кварцевыми альбитофирами (хр. Ирендык-южный). Среди порфиритов окрестностей пос. Запиваловского преобладают плагиоклазовые порфириты, которые Г. А. Мирлин сопоставляет с эффузивами верхних частей ирендыкской свиты.

Как указывалось выше, в самом конце нижнего девона имела место складчатость и затем произошли интрузии ультраосновных пород, получившие в нашем районе очень широкое развитие. Вначале вторглись перидотиты, использовав для своего распространения поверхность несогласия между нижним и верхним силуром. В кровле змеевиков мы находим, обычно, верхнесилурийские и нижнедевонские образования и, значительно реже, более молодые (до известняков C_1 включительно). Наблюдения показывают, что залегание последних обусловлено интенсивной складчатостью верхнего палеозоя, скольжением складок и выжиманием змеевиков. Достаточно сказать, что в Учалинском районе у дер. Татлембетовой в смятых змеевиках, на расстоянии 200 м друг от друга, были встречены включения известняков с фауной верхнего силура и визе. Таким образом, главные формы залегания ультраосновных пород следует определить как межформационные лакколиты. В центральной зоне нашего пересечения, судя по обилию змеевиков, мы, очевидно, имели почти непрерывную меж-

формационную залежь, интенсивно дислоцированную верхнепалеозойскими движениями. В синклинальных структурах среди змеевиков сохранились более или менее значительные выходы нижнедевонских и верхнесилурийских эффузивов.

Дальнейшее развитие интрузивного процесса сопровождалось мелкими нарушениями, приуроченными к моментам смены состава магмы. В Учалинском районе и в нашем районе можно подметить, что большие габбродные тела нередко проникают вдоль границ с породами силуро-девонской кровли. Судя по наличию в диоритах Атлянского массива первичных ориентированных текстур, их вторжение происходило при боковом давлении. Наиболее кислые отпрыски — кварцевые диориты, плагиограниты и микрограно-диориты — развиты почти исключительно в виде тонких даек. Все указанные породы, с сохранением некоторых характерных мелких деталей структур и состава, встречаются в гальках верхнедевонских конгломератов. Тем самым отчетливо намечается возраст интрузивных пород как доверхнедевонский; однако имеются основания считать их досреднедевонскими. Так, В. М. Сергиевский (1939) с орогенической фазой нижнего девона связывает вторжение плагиогранитов и габбро, т. е. пород, являющихся членами габбро-перидотитовых интрузивных комплексов Урала. Эти указания, а также и другие соображения, приведенные ниже, делают наиболее вероятным отнесение ультраосновных интрузий нашего района к нижнему девону.

В результате нижнедевонской складчатости наметились те главные складчатые структуры, которые получили свое дальнейшее развитие при последующих движениях, в особенности верхнепалеозойских. В пределах зеленокаменной полосы в это время были заложены предуральская и центральная антиклинальная складки, ядра которых сложены змеевиками. Эти складки прослежены на юг на большое расстояние.

Мы ничего не можем сказать определенного о том, как отразились нижне- и среднепалеозойские движения на структурах зоны протерозоя. Однако если считать распространенные в ней на Южном Урале инъекции змеевиков и метаморфизованных габбро девонскими, то, очевидно, движения этого возраста затронули также и протерозой.

Новый среднедевонский вулканический цикл начался в самом конце нижнего девона. Вероятно, к числу осадков, отвечающих началу этого цикла, относятся известняки, развитые в восточной части пересечения к востоку от пос. Н. Георгиевского. Они описаны Е. А. Соколовой (рукопись, 1932), как содержащие переходную фауну S_2— D_1. Изучение комплекса фауны Е. Д. Сошкиной (кораллы) и Н. А. Штрейсом (брахиоподы) показывает принадлежность этих осадков к кобленцскому ярусу. В объяснительной записке к Уральской карте (1939) И. И. Горский дает сжатую, четкую характеристику среднедевонского цикла. Он отмечает: 1) большую пестроту и непостоянство состава вулканогенных толщ в связи с центральными типами излияний; 2) преобладание кислых лав; 3) ослабление вулканической деятельности к концу среднего девона.

В западной зеленокаменной полосе Южного Урала вулканические явления смещаются в более восточные районы, будучи приуроченными к ее восточному краю. Здесь в течение среднего девона существовала депрессия, заполнявшаяся туфогенным и эффузивным материалом.

В пределах пересечения новому циклу отвечают диабазы, расположенные к западу от горы Березовой, над которыми выше залегают альбитофиры и кварцевые альбитофиры. К среднедевонским эффузиям, по их литологическим признакам, мы отнесли также вулканогенную свиту, развитую в окрестностях ст. Полетаево и залегающую явно несогласно, с пологими углами падения (20—30°), на интенсивно дислоцированном силуре. В этой толще наибольшим распространением пользуются диабазы и диабазовые порфири-

ты, сменяющиеся выше андезитовыми и кварцево-плагиоклазовыми порфиритами. Эффузивные породы сопровождаются значительным количеством туфового материала. Эти более высокие горизонты появляются при движении в направлении на юг, что находится в соответствии с погружением складчатости в том же направлении.

Несколько иного характера разрез мы имеем в пределах центральной зоны к северу от пос. Тактубай, где в плохо обнаженной местности выступают диабазы, альбитофиры и их туфы. Эту ассоциацию пород мы условно отнесли к образованиям того же вулканического цикла.

Согласно Г. А. Мирлину, среднедевонские и эффузивные породы появляются в центральной зоне в большом количестве значительно южнее (70—80 км) от нашего района и представлены продуктами излияний андезитовых порфиритов, кварцевых и бескварцевых альбитофиров.

В настоящее время для отдельных вулканогенных толщ среднедевонского вулканического цикла в западной зеленокаменной полосе намечаются фациальные изменения. Вдоль восточного края зеленокаменной полосы, в главной зоне развития пород этого возраста, можно видеть, как диабазы бугулыгырского горизонта каримовской свиты (Учалинский район) при движении на юг к Таналык-Баймакскому району почти исчезают и от этого горизонта остаются лишь яшмы. Как показали исследования О. А. Нестояновой, альбитофиры и кварцевые альбитофиры с их туфами, прослоями кремнистых сланцев и яшм, в южном направлении сменяются туфами и туфогенными песчаниками улутауской свиты Таналык-Баймакского района. Эта восточная полоса среднедевонских пород доходит на север почти до Миасса, где она скрывается под надвигом, отделяющим зеленокаменную полосу от центральной зоны.

С переходом к западным частям зеленокаменной полосы нижние горизонты среднедевонской толщи теряют изверженные породы и, например, в районе оз. Ушкуль представлены кремнистыми туфитами, яшмами, известняками с подчиненными туфами альбитофиров. К этим более западным частям зеленокаменной полосы относятся также те эффузивные образования, которые развиты в нашем районе к западу от горы Березовой.

Во второй половине среднего девона один из вулканических очагов находился в северной части Учалинского района, в то время как на юге переотлагался лишь туфовый материал. Вначале появилось очень немного дацитов, затем андезиты. При этом излиянию дацитов предшествовал перерыв и размыв подстилающих пород вплоть до диабазов бугулыгырского горизонта. В пределах пересечения второй половине среднего девона отвечают кварцевые порфириты и порфириты горы Моховой. Присутствие тех же пород к западу от горы Березовой доказывается их наличием в обломочном материале верхнедевонских конгломератов и брекчий.

В конце среднего девона происходит замирание вулканической деятельности, и во многих пунктах Южного Урала отлагаются известняки живетского моря. В Учалинском районе довольно мощные толщи известняков отлагались в западных частях зеленокаменной полосы в удалении от вулканических центров, тогда как на востоке (каримовская свита) их мощность была значительно меньшей. Мощная полоса среднедевонских известняков выклинивается немного южнее нашего района в окрестностях Ленинского прииска. Они, несомненно, были и в нашем районе, так как в верхнедевонских конгломератах в большом количестве встречается галька известняков со следами фауны.

В пределах района мы имеем весьма неполные сведения о дальнейших этапах геологической истории. Однако литературные источники указывают на то, что в течение верхнего девона и карбона в соответствующих

разрезах восточного склона отмечены признаки как крупных (верхний девон), так и мелких нарушений, а большая пестрота и фациальная изменчивость толщ свидетельствуют о начавшихся неравномерных вертикальных движениях.

Территория ближайшего к нашему району Абзелиловского района (БашАССР) в начале верхнего девона подвергалась размыву. В образовавшихся в это время конгломератах и туфогенных песчаниках содержатся остатки флоры. Выше в эффузивной свите наблюдается общая смена основных эффузий более кислыми. Вулканогенной толще подчинены кремнистые сланцы, которым отвечают кремнистые сланцы, слагающие в нашем районе гору Березовую и гряды холмов к востоку от пос. Тактубай. Новый размыв происходит в середине верхнего девона, после которого на восточном и западном склонах Южного Урала отлагалась зилаирская толща полимиктовых граувакковых песчаников, переходящих выше в турнейские отложения. Присутствие в песчаниках обломков докембрийских палеозойских, эффузивных и интрузивных пород, факты их несогласного залегания указывают на образование этих отложений путем размыва приподнятых орогенных структур. Вероятно, на границе D_2 и D_3 имели место первые складчатые движения, так как из описания Е. С. Доброхотовой ясно следует, что верхнедевонский размыв накладывался на подстилающие толщи, испытавшие перед этим складчатость. После размыва имело место погружение, которому отвечает формирование эффузивного комплекса франкского яруса. Последний в нашем районе отсутствует, однако возможно, что он был уничтожен и его материал вошел в состав вышележащих песчаников. Новые и более интенсивные движения с последующими вертикальными колебаниями происходят в середине верхнего девона. В итоге события первой половины верхнего девона вскрыли те различия, которые обусловили существование отдельных зон нашего разреза. По данным Г. А. Мирлина, в это время область центральной части нашего разреза испытала значительный подъем, в результате которого вся толща эффузивов девона и верхнего силура, в большей или меньшей степени, а в нашем случае почти целиком, оказалась смытой, и на поверхность выступили змеевики. На месте западной зеленокаменной полосы в это время располагался небольшой прогиб, переходящий на запад в поднятие, где шли процессы размыва, уничтожившие большую часть среднепалеозойской кровли. В восточной части прогиба отлагался приносимый с востока материал граувакковых песчаников. Челябинская часть района в это время, повидимому, представляла область размыва, но менее интенсивного, чем в центральной зоне.

Начиная с конца верхнего девона и в нижнем карбоне ход событий изменяется, и на месте центральной зоны возникает медленно углубляющаяся депрессия, по отношению к которой западные и восточные части района оказываются приподнятыми.

В центральной зоне в это время отлагалась мощная толща кремнистых сланцев, мощность которых по направлению на запад к зоне протерозоя быстро уменьшалась. По данным Г. А. Мирлина, кремнистый материал осадков нижнего карбона имел своим источником эффузивные процессы, распространение которых в турне теперь доказано для соседних районов Южного Урала.

Разрез пород палеозойской кровли заканчивается отложением известняков визе, отвечающих обширной трансгрессии, захватившей оба склона Урала. В нашем районе карбонатные осадки этого возраста дают наибольшее количество выходов в пределах зеленокаменной полосы. На востоке они известны к югу от пос. Тактубай, а также протягиваются вдоль западных берегов озер Смолино и Синеглазово. Эти выходы, повидимому, принадлежат уже следующей к востоку геологической зоне.

* * *

При рассмотрении геологической истории регионов с широко развитыми вулканическими проявлениями невольно возникает вопрос об их отношении к движениям. Эта задача в свое время была поставлена для Урала А. Н. Заварицким (1924). Наличие закономерностей в развитии вулканизма в геосинклиналях уже давно было отмечено А. Харкером (1909), а затем в сводных работах С. Бубнова (1931), В. Бухера (1933). Этим вопросам недавно посвятил серию статей Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1934, 1937 и 1939). Следует указать также интересную сводную работу В. И. Попова (1938) для Западного Тянь-шаня.

Небольшие сводки по вулканизму палеозоя Центрального Казахстана (1940) и сравнению истории вулканизма Урала и Центрального Казахстана (1940) были выполнены пишущим эти строки.

Сопоставление вулканизма обоих регионов приводит к следующим главнейшим выводам. В истории геосинклиналей Центрального Казахстана и Урала следует различать: 1) эпохи погружения и 2) эпохи превращения геосинклинали в платформу.[1] Эпоха погружения характеризуется резким преобладанием андезито-базальтовых излияний. Кислые лавы играли небольшую роль. Характерна приуроченность к концу этого этапа ультраосновных и основных интрузий. В Центральном Казахстане эпоха погружения обнимает кембрий и нижний силур, а на Урале она кончается к концу нижнего девона. С этим согласуется и отнесение к нижнему девону ультраосновных интрузий нашего района.

Второй этап геосинклинального процесса характеризуется суммарно более кислой магмой. Среди эффузивов преобладали центральные излияния, преимущественно трахилипаритовых лав. Относительная роль магматического интрузивного материала резко возрастает. Интрузии представлены грано-диоритами и гранитами. Таким образом, на протяжении палеозоя, в связи с изменением знака ведущих колебательных движений большого радиуса, изменяется и состав магматических проявлений от основных к кислым.

Выше уже были указаны этапы главнейших движений на Урале. Эти движения являются наиболее мощными и быстрыми, выделяющимися на фоне тех мелких непрерывных колебательных движений, в обстановке которых происходило формирование эффузивных и осадочных серий. С указанными этапами связаны проявления складчатости, угловые несогласия, различия в степени метаморфизма и интрузивные проявления. Таким образом, в эпоху погружения геосинклиналей общий фон отрицательных движений нарушался складкообразованием и последующими движениями противоположных направлений. В эпоху превращения геосинклинали в платформу общему фону возрастающих положительных движений подчинены периоды погружения. Эти движения являются естественными границами магматических циклов палеозоя.

На Урале можно выделить следующие циклы: 1) кембрийский, 2) нижнесилурийский, 3) верхнесилурийский, 4) нижнедевонский, 5) среднедевонский, 6) верхнедевонский, 7) нижнекаменноугольный, 8) среднекаменноугольный, 9) пермо-карбоновый. Из них циклы 1—4 отвечают эпохе погружения, остальные — эпохе превращения геосинклинали в платформу. Следует подчеркнуть, что границы некоторых циклов в нашем районе (например, верхняя граница верхнесилурийского цикла) отмечены лишь отчетливыми признаками вертикальных движений без проявлений складчатости.

Среди вулканогенных циклов мы выделяем полные и неполные. Соче-

[1] Превращение в платформу является конечным актом эпохи.

тание эффузивного комплекса со следующим за ним интрузивным образуют полный цикл. Таковы: а) кембрийский цикл, эффузивные и интрузивные фации которого (Троицкий и Бердяушский массивы) развиты на западном склоне; б) нижнедевонский цикл с интрузиями ультраосновных и основных пород. Если не принимать во внимание типичных гипабиссальных мелких залежей, то такие циклы, как верхнесилурийский, средне- и верхнедевонский, очевидно являются неполными. Вероятно, что оба последних цикла (8 и 9) являются полными и им отвечают гранитные интрузии восточного склона.

В хорошо изученных эффузивных комплексах Центрального Казахстана и Урала их формирование начиналось с излияний базальтовых или андезитовых лав, появление которых отвечало началу отрицательных движений (начальные моменты периодов погружения). Эти лавы затем сменялись трахилипаритовыми, излияния которых происходили перед складкообразованием на границах циклов. Такое отношение кислых эффузий к движениям отмечено и для Тянь-шаня В. И. Поповым (1937).

В Центральном Казахстане и на Урале вторжение гранитных интрузий происходит главным образом вслед за моментами складкообразования. Как мы увидим ниже, синтектонические интрузии на Урале имеют ограниченное распространение и приурочены к наиболее нарушенным складчатостью зонам, в которых возникли инъекционные комплексы.

Несомненно, что существует принципиальная разница между тектогенезом, с которым связано возникновение ультраосновных и кислых интрузий, но существо этих отличий неясно. То обстоятельство, что время вторжения ультраосновных интрузий Центрального Казахстана и Урала не совпадает, лишний раз подчеркивает индивидуальность в развитии магматических явлений даже у таких регионов, которые являются непосредственными соседями.

Что касается причин, которыми объясняют разнообразие изверженных горных пород, то достаточно обратиться к сводным работам Ф. Ю. Левинсон-Лессинга (1934, 1937 и 1939), чтобы увидеть, как велико количество всех высказанных в последнее время гипотез. Из личных взглядов автора заслуживают большого внимания отрицание самостоятельность магм, дающих сиениты, диориты, трахиты и андезиты и признание реальными основной и кислой магм. В своих обзорах Ф. Ю. Левинсон-Лессинг показал, что, несмотря на разнообразие гипотез, ни одна из них не решает всей проблемы. Это происходит потому, что ни одна из них не выдерживает проверки широкой практикой геологической работы. В частности, не выдерживает этой проверки и стройное учение о кристаллизационной дифференциации Н. Л. Боуэна. При помощи его невозможно объяснить ни последовательность, ни ритмичность вулканических проявлений Урала и Центрального Казахстана. Для этих регионов, так же как и для Западной Сибири (Усов, 1936, 1938) и Западного Тянь-шаня (В. И. Попов) существуют определенные закономерности в развитии магматических процессов в связи с движениями. В то же время трудно себе представить, чтобы эта связь не отражала закономерностей в строении земной коры, которые отрицает В. Н. Лодочников (1939).

При рассмотрении соотношений эффузивных и интрузивных комплексов обращает внимание следующее обстоятельство. Формирование ультраосновных и основных интрузий девона Урала шло в сторону появления все более и более кислых инъекций, вплоть до грано-диоритов, а, между тем, следующий вулканический цикл среднего девона начался с базальтов.

Средний девон в Казахстане закончился обширными излияниями кварцевых порфиров, затем имела место складчатость, и после нее гранитная магма проявилась уже не в эффузивной, а в интрузивной фации. Таким

образом, фация магматического процесса здесь определялась тектоническими условиями. В том случае, если большие интрузии на границах циклов отсутствуют, мы видим аналогичные качественные изменения в эффузивных комплексах. Например, альбитофиры верхнесилурийского цикла Урала в нижнем девоне после перерыва сменяются диабазовыми порфиритами и т. д.

Имея в виду такие резкие изменения на границах циклов и отношение магматических процессов к движениям, мне кажется, следует признать, что магма как жидкость, способная к инъекции, возникает при движениях отрицательного знака. Трудно себе представить, чтобы на глубине одновременно существовали две магмы. Последовательная и закономерная смена магм скорее говорит о том, что их образование на глубине происходит в том же порядке, как и появление в верхних частях земной коры. Это заключение может нас привести или к взглядам А. Харкера о повторном расплавлении уже дифференцированного очага, или к тем положениям, которые в последнее время стали распространенными, т. е. к взглядам о вторичном парамагматическом происхождении кислой магмы.

Наиболее приемлемой можно считать схему, принятую Г. Г. Хессом (1939), различающим в строении земной коры три пояса: 1) гранитный, 2) базальтовый, 3) перидотитовый. Прогибания большого радиуса (геосинклинали) создают благоприятные условия образования для разломов, вдоль которых поднимался материал базальтового слоя. В связи с погружением уровень области плавления повышается и в пределы ее попадают более кислые участки сиалической оболочки. Таким образом могла произойти смена базальтовых излияний андезитовыми и, наконец, трахилипаритовыми. Прогревание больших масс горных пород вызывает увеличение их объема, вследствие чего затем возникают напряжения стресса. В эпоху погружения, когда докембрийское основание было сильно нарушено, эти напряжения, под влиянием нагрузки пород, очевидно, вели к дальнейшему углублению геосинклинали, отжиманию в стороны базальтового слоя до встречи с перидотитовой пиросферой (Г. Г. Хесс). В этот момент, повидимому, погружение доходит до своего предела, за которым следует сжатие геосинклинали и складчатость, сопровождаемая интрузиями из ультраосновного и основного поясов с последующими явлениями дифференциации в пределах второстепенных очагов. Образовавшийся при складчатости и вдавленный в базальтовый слой выступ сиалической оболочки подвергается плавлению, а затем, когда напряжения стресса спадают, сиалическая часть коры, благодаря уменьшению веса, всплывает (подъем обусловленный изостазией).

Плавление сиалической оболочки в этот момент, очевидно, являлось одной из причин, подготовивших обилие кислых проявлений во втором этапе развития геосинклинального процесса. Последующий общий подъем региона вызывает смещение области плавления в базальтовый пояс.

В эпоху превращения геосинклинали в платформу колебания происходят на более высоких уровнях, вблизи верхней границы базальтового пояса, и поэтому основные и средние излияния в периоды погружения быстро сменяются кислыми или даже чередуются между собой. Опять-таки и здесь накопление стрессовых усилий ведет к складчатости, а последняя, согласно П. Н. Кропоткину (в печати), к еще более усиленному плавлению выступа сиалической оболочки. При спаде бокового давления, в некоторый момент (подфазы расширения Усова) в верхние части земной коры получает доступ гранитная магма. В уплотненных сжатых нижних толщах она проникает по сравнительно узким каналам и охотно распространяется в верхних ярусах складчатости, особенно вдоль поверхностей несогласия (поверхности отслаивания).

Как мы видели, в среднем девоне эффузивные процессы распадаются на два подцикла. Один из них начинается с диабазов и заканчивается кварце-

выми альбитофирами. Во втором этапе, наступавшем после небольшого перерыва, наблюдается обратная картина: дациты сменяются андезитами. Если следовать вышеизложенным соображениям, то такую смену состава лав можно объяснить тем, что перерыв в вулканической деятельности был кратковременным, благодаря чему при новых отрицательных движениях на поверхность были выведены остатки кислых порций, еще сохранившихся в жидком состоянии от предыдущего этапа эффузивных процессов.

В предлагаемой схеме мы пытались гипотетически объяснить способы возникновения магмы, отнюдь не касаясь и не отрицая той роли, которую получают затем процессы преобразования, входящие в объем понятия дифференциации.

После этого необходимого отвлечения продолжим рассмотрение верхнепалеозойских событий Урала.

К началу верхнепалеозойских движений вдоль пересечения мы имели весьма неоднородную картину. На западе располагалась приподнятая структура, сложенная протерозоем и уходящими под восточный склон дислоцированными и уплотненными толщами нижнего палеозоя. Поверх последних располагались более или менее нарушенные предшествующими движениями массы змеевиков. В центральной зауральской зоне уплотненное нижнепалеозойское основание залегало относительно на небольшой глубине. Поэтому и складчатость здесь должна была проявиться иначе, чем в западной зеленокаменной полосе, имевшей более полный разрез, осложненный несколькими несогласиями. При этом степень дислоцированности отдельных толщ явно убывала при движении кверху. Восточная челябинская часть пересечения по своему характеру несомненно стояла ближе к западной зеленокаменной полосе.

При герцинских движениях, направленных с востока на запад, антиклинорий протерозоя был надвинут на немые толщи древнего палеозоя западного склона. Эти надвиговые явления в более северных частях Урала имеют значительную величину (Кузнецов, 1932). Одновременно нижнепалеозойское основание восточного склона подверглось дополнительному смятию, а лежащие выше и менее уплотненные массы испытывали скольжение, облегченное присутствием пластичного и легко деформируемого материала змеевиков. В это время зеленокаменная полоса оказалась надвинутой на докембрий, а западное крыло предуральской складки было смято и рассланцовано. Благодаря наличию упора в виде зоны протерозоя породы зеленокаменной полосы оказались значительно более дислоцированными, чем в центральной зоне.

Различия в глубине залегания, а быть может также и в составе и структуре подстилающего докембрийского и нижнепалеозойского основания, вызвали в области перехода между зеленокаменной полосой и центральной зауральской зонами возникновение интенсивных движений надвигового характера. Эта дислокация прослежена за пределы нашего пересечения на большое расстояние. Под ее влиянием восточная половина зеленокаменной полосы в северном направлении погружается и исчезает. По этой причине, а также в связи с сильным сжатием зеленокаменной полосы, ее ширина к северу от железной дороги быстро уменьшается и не превышает около с. Тургояк 0.3 км.

Если сопоставить положение надвиговой границы в Учалинском районе и на широте с. Тургояк, то амплитуда широтной составляющей перемещения на этом пространстве (расстояние 120 км) достигает не менее 15 км.

Значительное тектоническое нарушение мы имеем также на востоке, где оно отделяет восточную зеленокаменную зону от центральной зауральской. Однако мы не располагаем данными для анализа причин ее возникновения. Еще восточнее, вдоль западных берегов озер Смолино и Сипеглазово, проходит новое, относительно небольшое нарушение, отделяющее на-

вестняки визе от гранитов Челябинского массива. Эта дислокация была, вероятно, только намечена первыми движениями герцинского тектогенеза и получила дальнейшее развитие уже позднее.

В общих замечаниях указано, что главная масса интрузий гранитов в геосинклиналях Урала и Центрального Казахстана формируется после прохождения максимума напряжения складчатости в подфазы расширения. Однако, кроме этих плутонов, в нашем пересечении имеются и такие, формирование которых происходило одновременно со складчатостью. Последняя в обстановке надвиговых явлений обусловила глубокую проработку движениями пород западного края центральнозауральского комплекса и способствовала развитию здесь инъекционных процессов. Таким образом возник инъекционный комплекс Ильменских гор, расположенный как раз против выступа Уфимского горста, т. е. в наиболее сжатой и интенсивно дислоцированной части хребта. Этому комплексу на Среднем Урале подчинены глубоко метаморфизованные породы с хорошо развитыми процессами гибридизации отпрысков гранитной магмы. В нашем районе можно видеть, как вдоль надвига, в местах развития многочисленных инъекций гранитов, кремнистые осадки карбона превращены в кварциты, а глинистые — в слюдяные сланцы с порфинобластами граната и ставролита. Последнего типа сланцы наблюдались севернее с. Тургояк. Глубоко измененные породы развиты также в восточной половине Ильменского комплекса, где мы имеем различного типа сланцы с гранатом, ставролитом и т. п., а также кварциты и амфиболиты (Бородаевский, 1934—1935).

Наиболее глубоко метаморфизованные породы ильменского комплекса расположены в пределах Кыштымской дачи против выступа Уфимского горста. Севернее наблюдается обратная картина ослабления метаморфизма, которую связывают с удалением от области развития гранито-гнейсов (Коптев-Дворников и Кузнецов, 1931).

Метаморфические породы ильменского комплекса, несомненно, возникли не только за счет каменноугольных, но и более древних образований. Широко развитые амфиболиты в большей своей части, очевидно, являются измененными силуро-девонскими или даже нижнепалеозойскими эффузивами.[1] Вопрос тектонического положения и способа образования Ильменских щелочных пород рассматривался различными авторами и с различных точек зрения (Заварицкий, 1927; Белянкин, 1909, 1915, 1926 и др.). Этим сложным вопросом мы не занимались, но из всех наших данных следует, что вторжение миаскитов и связанных с ними щелочных сиенитов (например, к востоку от оз. Аргаяш) имело место после консолидации гранито-гнейсов. Еще более поздние магматические проявления представлены серией жильных гранитных и сиенитных пород, рассекающих гранито-гнейсы и миаскиты. С ними оказываются связанными генетически и пространственно минерализованные пегматиты Ильменских гор. Процессы гибридизации в жильных породах приводят к возникновению пегматитов смешанного состава (от гранит-пегматитов до миаскит-пегматитов), что хорошо видно на примерах копей Долгих Мостов. Остается подчеркнуть, что как на севере в Каслинской даче, так и у нас на юге, окончания миаскитов и гранито-гнейсов отличаются развитием погружающихся структур с периклинальным окончанием, что, таким образом, характеризует переход к областям менее интенсивной складчатости и с чем в нашем районе гармонирует исчезновение инъекционных явлений.

[1] Посещение летом 1940 г. долины р. Миасс совместно с А. Н. Заварицким и Е. А. Кузнецовым и последующая дискуссия убедили автора в том, что амфиболиты и кремнистые сланцы долины, а также амфиболиты и кварциты из полосы в центральной части массива Чашковских гор следует отнести к продуктам изменения силуро-девонской эффузивно-осадочной толщи. На нашей карте они ошибочно отнесены к каменноугольным образованиям.

Возможно, что к интрузиям того же возраста относятся расположенные южнее Кундравинский и Ларинский массивы, около которых Г. А. Мирлин наблюдал ореолы глубоко измененных пород (слюдяные, слюдяно-ставролито-гранатовые и др. сланцы).

В описании протерозойской зоны было показано, что герцинские движения глубоко затронули древние породы и переработали их структуры, что облегчило проникновение в них из магматической области восточного склона как самих гранитов, так и их жильных отпрысков. Мы видели, что граниты вторглись вдоль надвигового западного контакта протерозоя в последние моменты его формирования. Губенский массив, занимая в крупной структуре положение, аналогичное ильменскому комплексу, характеризуется также широким развитием дислокационных и инъекционных процессов и остыванием в условиях бокового давления. В пределах протерозоя имеется еще одно тектоническое нарушение, проходящее в центральной части древней зоны. Породы, прилегающие к этому нарушению с востока, интенсивно изменены пневматогидротермальными процессами и прорезаны серией жильных отпрысков гранитной магмы. Таким образом, в указанных случаях зоны мощных инъекционных и пневматолитических процессов оказываются приуроченными к антиклинальным структурам, расположенным с востока от линий больших тектонических нарушений. Исключением является лишь контакт зеленокаменной полосы и докембрия, где преимущественно выражены явления динамического и гидротермального характера. Очевидно, область уральского контакта была настолько сжатой, что интрузии получили здесь развитие лишь в отдельных пунктах и после окончательного его сформирования. Граниты в районе оз. Тургояк проникли вдоль самого контакта и прорезали породы как протерозоя, так и зеленокаменной полосы. Наличие в гранитах ориентированных текстур свидетельствует о том, что их остывание происходило в условиях бокового давления.

Все перечисленные интрузии первого этапа герцинского тектогенеза, очевидно, принадлежат к магматическим проявлениям, тесно связанным со складкообразованием, и их положение в пространстве, как мы видели, определялось структурным планом отдельных зон.

К более поздним интрузиям мы отнесли массивы восточной части пересечения (Камбулатовский и Челябинский). Более поздний их возраст доказывается рукописными данными по более северным районам (Бородаевский, 1934—1935), где они интрудируют породы ильменского комплекса. Аналогичные факты имеются и в нашем районе.

Наиболее сложно построен челябинский интрузивный комплекс. Его отношение к тектоническим и структурным элементам указывает на остывание после главной фазы герцинского тектогенеза. Вместе с тем, обращает внимание тесная пространственная ассоциация таких пород, как габбро, грано-диоритов и гранитов. К этому следует добавить, что габбро и диориты в ряде пунктов залегают между интенсивно дислоцированным силуром и толщей эффузивов, условно отнесенной к среднему девону. Очень возможно, но на наших данных точно доказать трудно, что в этом случае мы имеем магматические проявления одного интрузивного процесса. Последний, подобно примерам Центрального Казахстана, начался с габбро и закончился гранитами. Между моментами интрузий габбро-грано-диоритов и гранитов, очевидно, были значительные промежутки времени, так как гранодиориты имеют свою жильную серию и, кроме того, габбро встречается в ксенолитах, в гранодиоритах, а вместе с последними и в гранитах. Габбро на контакте с гранитами в ряде пунктов превращены в амфиболиты.

Если опять-таки обратиться к примеру Центрального Казахстана, то такие сложные интрузивные комплексы отнюдь не типичны для батолитовых форм, а являются характерными для межформационных и неглубоко

застывших плутонов. С этим согласуется, в частности, резко гипабиссальный характер выходов габбро.

Камбулатовский массив представляет типичный лакколит, выполнивший пространство между сланцами карбона и змеевиковым основанием.

Граниты Губенских гор и Челябинского массива несут признаки позднейшего интенсивного катаклаза. Если в Челябинском районе эти движения можно связывать с мезозоем, то для района Златоуста ничего определенного сказать нельзя.

Мы не будем касаться деталей геологических структур отдельных зон, так как это сделано в соответствующих описаниях, и в заключении рассмотрим лишь некоторые общие вопросы, связанные с оруденением.

В результате исследований, произведенных в Миасском и Учалинском районах (Коптев-Дворников, 1933; Бородаевский, 1935), стало возможным говорить о двух возрастах оруденения. Одно из них отвечает интрузивному комплексу девона (перидотиты, габбро, диориты, плагиограниты), другое — верхнему палеозою (грано-диориты, граниты). Близкая схема была затем принята Е. Е. Захаровым (1938).

Сложность вопросов оруденения Урала хорошо видна на примере колчеданных месторождений, для которых теперь предполагается и различный возраст и различные способы происхождения (Заварицкий, 1936; Захаров, 1940),

Наши наблюдения в Центральном Казахстане показали связь оруденения с жильными отпрысками гранитных плутонов. На Урале как сами жильные породы, так и связь с ними оруденения, до сих пор необходимого внимания к себе не привлекли. Картина здесь действительно получается сложная. На примере жильных пород нашего пересечения мы видим, что они представлены как лампрофирами (габброндного и диоритового состава), так и разнообразными гранитоидами, в том числе плагиогранитами. С другой стороны, тонкие отпрыски габбро, диоритов и плагиогранитов констатированы в связи с девонскими интрузиями. Это сходство разновозрастных магматических жильных пород сильно усложняет картину, но все же мы можем отметить ряд девонских золотых (Камышак, Б. Карап, Калкановское и др.) и медных (Кизникеевское) месторождений, связанных в Учалинском районе с мелкими выходами кварцевых диоритов или с плагиогранитами.

В пределах пересечения к месторождениям золота этого возраста относятся Кысыкульские жилы, месторождения Мишина и Маркова Лога, а также Атлянское месторождение вкрапленных руд. Из числа медных месторождений сюда принадлежат жилы Тургоякских рудников.

Что касается возраста тех месторождений зеленокаменной зоны, которые являются наиболее интересными, то этот вопрос остается неясным. Если принять, что интрузии габбро-перидотитовой магмы имели место в конце нижнего девона, то залегающие среди пород среднего девона кварцевые жилы окрестностей Васильевского рудника, Мелентьевской рассланцованной полосы и само колчеданное Мелентьевское месторождение следует отнести к верхнепалеозойским образованиям. Для некоторых из них И. С. Рожковым отмечена связь с малыми интрузиями микродиоритов (Васильевское) и сиенит-аплитов (Мелентьевское).

Среди проявлений верхнепалеозойского оруденения одни отвечают герцинским интрузиям первого этапа, другие — интрузиям второго этапа. К типу первых относятся сульфидные концентрации первичных руд старых железых рудников г. Златоуста, а также миасская полоса кварцево-серицитовых сланцев, приуроченная к тектоническому шву между ильменским комплексом и зеленокаменной полосой. Эти кварцево-серицитовые сланцы содержат вкрапленность золотоносного пирита и, согласно Н. И. Кураеву, явились источником богатейших россыпей долины р. Миасс. Южное продолжение тектонической линии отмечено выходами зеленых сланцев и пунк-

тами с золотым оруденением (Алтын-таш). Вероятно, к этому времени относятся проявления гидротермального метаморфизма вдоль уральского надвигового контакта, где образовались актинолитовые, тальковые и тальково-карбонатные породы, а южнее (Архангельские горы) известен ряд золотоносных промышленных месторождений золота в лиственитах. В пределах самих интрузий слабо золотоносными оказываются кварцевые жилы, связанные с жильными гранитами (Сыростанский массив) или сами гранитоиды (Чашковские горы).

Более молодые интрузии характеризуются как золотым (Южный Челябинский прииск, окрестности Кашбулатовского массива), так и редкометалльным оруденением (вольфрам, висмут и др.). Для Челябинского района известны примеры мелких месторождений золота, представленных кварцевыми жилами, подчиненными жильным гранитоидам.

Приведенные примеры убеждают в том, что все разновозрастные интрузивные комплексы нашего пересечения оказываются рудоносными. Кроме того, сульфидный тип оруденения во многих случаях представлен вкрапленными рудами и кварцевыми жилами, подчиненными жильным породам малых интрузий. При этом в жильных гранитоидах оруденение обычно сопровождается широко развитыми процессами серицитизации и окварцевания. Как мы видели, часть рудных проявлений концентрировалась вдоль крупных тектонических нарушений, которые в некоторые моменты оказались доступными для проникновения гидротермальных агентов. Таковы надвиговый уральский контакт, тектоническая граница долины р. Миасса и ряд более или менее крупных нарушений внутри зеленокаменной полосы (мелентьевская рассланцованная зона и др.) и центральной зауральской зоны (рассланцованная зона около с. Мельниковского). Эти нарушения явились своеобразными очагами, в которых верхнепалеозойское оруденение локализовалось и уходило в стороны, в менее нарушенные участки.

Из рассмотрения условий рудоносности зеленокаменной полосы отчетливо видна прямая связь между распределением рудных точек и степенью нарушенности окружающих пород. С наличием многочисленных мелких нарушений связана рудоносность окрестностей Васильевского рудника. Такие же многочисленные мелкие нарушения в змеевиках нашего района, сопровождаемые явлениями рассланцевания, карбонатизации, оталькования, оказались источниками для мелких элювиальных россыпей золота. В других случаях источником последних является тонкая рассеянная вкрапленность сульфидов и мелкие кварцевые прожилки.

На примере герцинских интрузий нашего района хорошо видна зависимость их проявления во времени и в пространстве от тектонической обстановки. Мощные движения, затронувшие в пределах протерозоя и ильменского комплекса весь объем горных пород, сопровождались инъекционными и пневматолитическими процессами и явлениями ретроградного метаморфизма. Области спокойной складчатости характеризуются развитием уже не синтектонических, а посттектонических интрузий. Распределение гидротермальных, в том числе и рудоносных, проявлений определялось доступностью (степенью нарушенности) пород кровли. Следует отметить, что наши исследования в пределах данного района продолжения меденосных сланцев Среднего Урала не выявили.

Фактический материал, касающийся постпалеозойской истории, полностью укладывается в рамки существующих представлений. Укажем только, что уже к востоку от меридиана ст. Чебаркуль можно находить признаки мезозойской коры выветривания в виде обломков окремнелых ноздреватых змеевиков, а также в виде довольно многочисленных месторождений огнеупорных глин, образующихся путем выветривания сланцев нижнего карбона.

081905

ЛИТЕРАТУРА

Аносов 1-й. Геогностические наблюдения над уральскими горами, лежащими в округе Златоустовских заводов. Горн. журн., 1826, № 5.

Антипов 2-й. Характер рудоносности и современное положение горного, т. е. рудного, дела на Урале. Горн. журн., 1860, I.

Архангельский А. Д. Геологическое строение СССР, вып. I. М. ОНТИ. 1934.

Архангельский А. Д., Шатский Н. С. и др. Краткий очерк геологической структуры и геологической истории СССР. М.—Л., Акад. Наук, 1937.

Аршинов В. В. Гранитоиды окрестностей оз. Тургояк. Сб. в честь 50-летия научн. и пед. деятельности акад. В. И. Вернадского, Акад. Наук, 1936.

Баклунд О. О. Петрографические провинции Ильменских гор. Геол. вестн., 1918, 3, № 1—6.

Барбот-де-Марни. Список псевдоморфоз, известных на Урале. Горн. журн., 1860, 3, 67.

Барбот-де-Марни. Уральское горное обозрение, 1901, № 35—36.

Барбот-де-Марни Месторождения бурого железняка в Златоустовской казенной даче. Горн. журн., 1909, 3.

Барбот-де-Марни Месторождение бурого железняка Пугачевой горы. Выписка из отчета 1910 г. Отдел фондов УГТ.

Белинский Е. Н. Отчет о работе Мпасской геолого-поисковой и разведочной партии на медные руды за 1931—1933 г. Рукопись. Отдел фондов УГТ.

Белянкин Д. С. Очерки по петрографии Ильменских гор. Изв. СПб политехн. инст., 1909, 12.

Белянкин Д. С. Петрографическая карта Ильменских гор. Тр. Радиев. экспед. Акад. Наук, 1915, № 3.

Белянкин Д. С. К интерпретации Ильменского петрографического комплекса. Геол. вестн., 1926, № 1—3.

Белянкин Д. С. Отчет начальника Каслинской геологической партии о летних полевых работах, 1929 г. Рукопись.

Белянкин Д. С. и Соколов Г. А. Геологическая карта Урала, 1 : 200 000, лист № 41—1—СЗ (планшет 107). Отчет по геологической съемке части Кыштымской и Каслинской дачи. 1924—1929. Рукопись.

Берг Н. Г. Геологические исследования в верхней части бассейна р. Тобол. Изв. Всесоюзн. геол.-разв. об., 1932, вып. 99.

Блохин А. А. О стратиграфии и возрасте древних «немых» толщ западного склона Южного Урала. Сов. геол., 1939, № 9.

Блюм. Отчет о разведке за 1838 г. Горн. журн., 1839, I, кн. I.

Богданович К. И. Таганайское и Ахтенское месторождение бурого железняка в Златоустовском горном округе. Горн. журн., 1885, 4.

Богданович К. И. Железные руды России. Геологический характер их месторождений, распространение и запасы. СПб., Изд. Геол. ком., 1911.

Богданович К. И. Рудные месторождения, ч. 2. СПб. Изд. Геол. ком., 1912.

Бородаевский Н. И. Отчет о работе в Аргаяшском районе. 1934—1935, рукопись.

Бородаевский Н. И. Типы и описания месторождений золота. 1935. Рукопись, НИС МГРИ.

Бородаевский Н. И. и Диомидова В. А. Отчет о геологической съемке окрестностей Нарыбаковского месторождения золота в Аргаяшском районе. 1934. Рукопись.

Бубнов С. Основные проблемы геологии. Л.—М., ОНТИ, 1934.

Бубнов С. Геология Европы. Л.—М., ОНТИ, 1936.

Висконт К. В. и Сыромятников Ф. В. О характере месторождения асбеста на Октябрьском участке Баженовского района. Мин. сырье, 1926, № 6.

Вологдин А. Г. О кембрии Урала. Изв. Акад. Наук, 1937, № 4.

Выдрин Д. И. и Елисеев Н. А. К вопросу об истории развития теории метаморфизма горных пород. М.—Л., Геолразведиздат, 1933.

Высоцкий Н. К. Месторождения золота Кочкарской системы в Южном Урале. Тр. Геол. ком., 1900, 13, № 3.

Высоцкий Н. К. Годовой отчет об исследованиях в Южном Урале в 1913 г. Изв. Геол. ком., 1914, 33.

Высоцкий Н. К. Метаморфические сланцы и ближе неопределенный палеозой. Объяснит. записка к геологич. карте Урала. Л., Изд. Гл. геол.-разв. упр., 1931.

Высоцкий Н. К. Краткий очерк развития орогенических и вулканических циклов на Урале. Там же.

Гарань М. И. Район Бакал-Сатка-Куса. XVII Междунар. геол. конгресс. Уральская экскурсия. Л.—М., ОНТИ НКТП, 1937.

Герман. Описание заводов под ведомством Екатеринбургского горного начальства состоящих. 1808.
Горбуцов Е. З. Материалы по геологическому исследованию Васильевского месторождения за 1929 г., Рукопись, ГРО Миассзолото.
Гордиенко М. А. Мраморы Урала. Мин. сырье, 1926, № 6.
Горский И. И. Краткая геологическая история Урала. Геол. карта Урала. 1939.
Гофман Е. Материалы для составления геологической карты казенных горных заводов хребта Уральского. Горн. журн., 1868, № 4, 5 и 6.
Григорьев И. Ф. Структуры минеральных срастаний в рудах. Зап. Мин. общ., 1928, 57, вып. 1.
Грубенман У. и Ниггли П. Метаморфизм горных пород. Л.—М. Геолразведиздат, 1933.
Дервиз В. М. Геологическая съемка северо-восточной части 139 листа. Отчет о состоянии и деятел. Геол. ком. в 1918 г. Изв. Геол. ком., 1923, 38, № 1.
Душкевич Б. А. Краткий отчет о летних работах в Миасском золотоносном районе. Рукопись, ГРО Миассзолото.
Елисеев Н. А. Петрография рудного Алтая и Калбы. Петрография СССР, сер. I, регион. петрогр., вып. 6, М.—Л., Акад. Наук, 1938.
Еремеев П. В. Заметки о месторождениях железных руд в горнозаводских дачах хребта Уральского. Горн. журн., 1859, 2.
Заварицкий А. Н. Петрографические наблюдения в окрестностях Миасского завода. Зап. Горн. инст., 1910, 3, вып. 1.
Заварицкий А. Н. Результаты осмотра хромитовых месторождений в Златоустовском округе. 1912. Рукопись. Отдел фондов УГТ.
Заварицкий А. Н. Исследования в Златоустовском округе. Изв. Геол. ком., 1918, 37.
Заварицкий А. Н. Исследования в Златоустовском Казенном Горном округе с целью составления детальной геологической карты. Изв. Геол. ком., 1922, 41.
Заварицкий А. Н. К тектонике Урала. Изв. Геол. ком., 1923, 42, № 2.
Заварицкий А. Н. Главные черты в развитии вулканического цикла на Урале. Изв. Геол. ком., 1924, 43, № 3.
Заварицкий А. Н. Геологический очерк месторождений медных руд на Урале, ч. 1 и 2. Тр. Геол. ком., 1927, вып. 173.
Заварицкий А. Н. О роли изверженных пород в строении Ильменского петрографического комплекса. Геол. вестн., 1927, 5, № 4—5.
Заварицкий А. Н. Объяснительная записка к геологической карте района между Соймоновскими месторождениями и г. Миассом, представляемой в трест Уралмедь. 1928. Рукопись.
Заварицкий А. Н. Магматические и метаморфические породы. Объяснит. записка к геол. карте Урала. Л., Изд. Главн. геол.-разв. упр., 1931.
Заварицкий А. Н. Пересчет химических анализов изверженных горных пород. ОНТИ, 1933.
Заварицкий А. Н. Колчеданное месторождение Блява на Южном Урале и колчеданные залежи Урала вообще. Тр. Геол. инст. Акад. Наук, 1936, 5.
Заварицкий А. Н. Магматические и метаморфические породы Урала. Геол. карта Урала. 1939.
Зайцев А. Общая геологическая карта России. Тр. Геол. ком., 1887, 4, № 1.
Захаров Е. Е. Металлогенический очерк Урала. Тр. Геол. инст. Акад. Наук, 1938, 8.
Захаров Е. Е. Сравнительное изучение рудных полей в зонах смятия и колчеданных зонах Урала. 1940. Рукопись.
Земятченский П. А. Железные руды центральной части Европейской России. Тр. СПб. общ. естеств., 1888, 20, вып. 4.
Земятченский П. А. О генезисе железных руд на Урале. Зап. мин. общ., 1900, 38.
Золкина А. И. Отчет палеонтологической партии Южно-Уральской экспедиции. 1932. Рукопись НИС МГРИ.
Золкина А. И. Отчет тематической партии № 4. Материалы к стратиграфии зеленокаменной полосы Миасского района. 1934. Рукопись МГРИ.
Каменский Ю. А. Железорудные базы СССР и их использование. 1933.
Кандыкин Ф. И. Рапорт горного начальника Златоустовского горного округа. Геол. при Уральском горн. упр., сентябрь 1916.
Карасев. Физико-географический очерк (Златоустовский округ). Мат. к изуч. Златоустовского округа. Златоуст, Изд. Златоуст. окр. плановой ком., 1926.
Карпинский А. П. Месторождения нижелевых руд на Урале. Горн. журн., 1891, 4.
Карпинский А. П. Геологические исследования, произведенные на Урале летом 1883 г. Изв. Геол. ком., 1883, 2.

Квятковский Р. Э. К вопросу о стратиграфическом положении белорецких известняков. Изв. Главн. геол.-разв. упр., 1930, 48, № 1.
Конткевич С. Микроскопическое исследование гранитных пород Златоустовского горного округа. Горн. журн., 1877, 4.
Коптев-Дворников В. С. Мамуровский А. А. и др. Опыт промышленной оценки Уральских месторождений граната. Мин. сырье, 1929, № 5—6.
Коптев-Дворников В. С. Отчет Южно-Уральской экспедиции по составлению геологической карты 1 : 25 000 для южной части Миасской дачи и северной части Учалинского района БашАССР за 1931—1932 г. 1933. Рукопись.
Коптев-Дворников В. С. Восточный геологический отряд (геологическое пересечение). Южно-Уральская комплексная экспедиция, вып. 1, М., Изд. Акад. Наук, 1936.
Коптев-Дворников В. С. Геологическое строение Урала вдоль Южно-Уральской железной дороги. Уральская экскурсия XVII Междунар. геол. конгресс., Л.—М., ОНТИ НКТП, 1937.
Коптев-Дворников В. С. История вулканизма в палеозое Казахстана. Итоги Вост. Казах. экспед. Изд. Совета по изуч. произв. сил, Акад. Наук, 1949.
Коптев-Дворников В. С. и Кузнецов Е. А. Борзовское месторождение корунда. Тр. Инст. прикл. мин., 1931, вып. 47.
Коптев-Дворников В. С. и Ульянов Д. Г. Краткий геологический очерк Халиловского месторождения никелевых руд на Южном Урале. Мат. по геол. и полезн. ископ. Средневолжск. края. 1932, вып. 1.
Корзухин А. И. Уральское горное обозрение, 1901, № 21.
Кравцова З. И. Отчет Сыростанского флюоритового геологоразведочного отряда за 1934 г. Рукопись. Отдел фондов УГТ.
Краснопольский А. А. Предварительный отчет по исследованию рудных районов Южного Урала за 1901 г. Изв. Геол. ком., 1902, 21, № 4.
Крестовников В. Н. Западный геологический отряд (геологическое пересечение). Южно-Уральская комплексная экспедиция, вып. 1. М., Акад. Наук, 1936.
Крестовников В. Н. и Сапожников Д. Г. Геологический очерк северной части Саткинского и западной части Златоустовского районов на Южном Урале. 1935, Инст. геол. наук Акад. Наук. Рукопись.
Кротов Б. П. Петрографическое исследование южной части Миасской дачи. Тр. Общ. естеств. при Каз. унив., 1915.
Кузнецов Е. А. Краткий петрографический очерк г. Магнитки. Мин. сырье, 1930, № 5.
Кузнецов Е. А. Геологическое пересечение Урала от ст. Кушва до ст. Пашия. 1932. Рукопись НИС МГРИ.
Кузнецов Е. А. К тектонике восточного склона Среднего Урала. Бюлл. Моск. общ. испыт. прир., 1933, 41, отд. геол. 11, вып. 2.
Кузнецов Е. А. Отчет о геологическом пересечении Урала Свердловск — Бисерть. 1934. Рукопись.
Кузнецов Е. А. Докембрий Урала. Тезисы докладов Междунар. XVII геол. конгресса. Уральская экскурсия. М.—Л., ОНТИ НКТП, 1937.
Кузнецов Е. А. Развитие взглядов на тектонику Урала от А. П. Карпинского до наших дней. Изв. Акад. Наук, 1937.
Кузнецов Е. А. Геология зеленокаменной полосы Урала. 1939.
Кузнецов Е. А. и Захаров Е. Е. К тектонике восточного склона Урала Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, 1926, 34, отд. геол. 4, вып. 1/2.
Кузнецов Е. А. и Круглов. Геологическая карта Урала, 1 : 200 000. Планшет 0—40—XII. 1934.
Кулик Л. А. Отчет об экскурсиях по Уралу. Тр. Геол. муз. Акад. Наук, 1914, вып. 2.
Кураев Н. И. Коренные месторождения золота Березовой горы. Васильевская жила, Пудовая, Вознесенская и другие. 1928. Рукопись Миассзолото.
Кураев Н. И. Россыпные месторождения золота в районе Артема (бывш. Миасская и Атлянская дистанция). 1932. Рукопись ГРО. Миассзолото.
Кураев Н. И. Миасская кварцево-серицитовая полоса с сульфидным оруденением. Тр. Урал. фил. Акад. Наук, 1935, вып. 4.
Кутюхин П. И. Геолого-экономическое описание месторождений золота в южной части Миасского района на площади бывш. ст. Кундравинской и Травниковской. 1935. Рукопись.
Лаврович Н. С. Геологоразведочные работы по графитам, произведенные Институтом прикладной минералогии. Мин. сырье, 1930, № 1.
Лапкин Е. Ф. Отчет о поисково-разведочных работах в Златоустовском районе на Южном Урале. 1937. Фонды.
Ласьков А. Н. Отчет о геологоразведочных работах Миасской партии 1936 г. Рукопись, Отдел фондов УГТ.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Проблема генезиса магматических пород и пути к ее разрешению, 1934.
Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Петрография. 3-е изд., Л., Гос. науч.-техн. горно-геол. нефт. изд., 1935.
Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Проблемы магмы. Учен. зап. Ленингр. унив., 1937, 3.
Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Проблемы магмы. Изв. Акад. Наук, 1939, №1.
Ленных И. В. Отчет об исследованиях в Кочкарском районе. 1932. Рукопись.
Либрович Л. С. Палеозой восточного склона Урала. Объяснит. записка к геол. карте Урала. Л., Изд. Гл. геол.-разв. упр., 1931.
Либрович Л. С. К геологии южной части Башкирского Урала. Тр. Всесоюзн. геол.-разв. объедин., 1932, вып. 144.
Либрович Л. С. Геологическое строение Кизило-Уртазымского района на Южном Урале. Тр. ЦНИГРИ, 1936, вып. 81.
Лисенко Геогностические наблюдения в округах Миасского и Златоустовского заводов Горн. журн., 1837, 2.
Лодочников В. Н. Серпентины и серпентиниты Ильчирские и другие. Тр. ЦНИГРИ, 1936, вып. 38.
Лодочников В. Н. Некоторые общие вопросы, связанные с магмой, дающей базальтовые породы. Зап. Мин. общ., 1939, вып. 2 и 3.
Лучицкий В. И. и Кузнецов Е. А. Петрографические провинции. Л., ОНТИ, 1936.
Львов К. А. Докембрийские и нижнепалеозойские отложения Урала. Геол. карта Урала, 1939.
Маркова Н. Г. и Штрейс Н. А. Исследования палеозойских бокситов восточного склона Урала и стратиграфия вмещающих толщ. Тр. Инст. мин. сырья, 1938.
Машлин Н. С. Сыростанское месторождение талькового камня. 1932. Рукопись, Отдел фондов УГТ.
Меренков Б. Я. Геолого-петрографическое описание горных пород района Таловских гор на Южном Урале. ИМС. Рукопись. Отдел фондов.
Меренков Б. Я. и др. Красноуральское месторождение хризотил-асбеста. Тр. Инст. прикл. мин., 1930, вып. 45.
Минеральные ресурсы СССР. Железные руды. Вып. 3. М.—Л., 1937.
Мирлин Г. А. Очерк геологического строения юго-восточной части Миасского и северо-западной части Кочкарского районов на восточном склоне Урала. 1935. Рукопись.
Мирлин Г. А. О так называемом ближе неопределенном палеозое восточного склона Урала. Изв. Акад. Наук, сер. геол., 1937, вып. 3.
Мирлин Г. А. Геологическая карта 1 : 200 000 Миасского и смежных с ним золотоносных районов восточного склона Урала. Тр. Уральск. геол. упр. (печатается).
Мирополь ский Л. М. и Полянин В. А. К изучению железорудных месторождений в Златоустовской и Кусинской дачах на Южном Урале. Учен. зап. Каз. гос. унив., 1937, 97.
Миткевич-Волчасский Е. К. Краткий отчет о разведочных работах на Семибратском руднике. Изв. геол. ком., 1918, 37.
Мурчисон Р. Геологическое описание Европейской России и хребта Уральского на основании наблюдений, произведенных Р. И. Мурчисоном, Э. Вернейлем и Ал. Кейзерлингом, ч. 2. СПб., 1849.
Мушкетов И. В. Материалы для изучения геогностического строения рудных богатств Златоустовского Горного Округа в Южном Урале. Горн. журн., 1877, 3, № 8, 9.
Мясников В. С. Минеральные копи Шишимских гор. 1936. Ломоносов. инст. Акад. Наук. Рукопись.
Наливкин Д. В. О геологическом строении Южного Урала. Зап. Горн. инст., 1926, 7.
Наливкин Д. В. Отчет о состоянии и деятельности Геол. ком. за 1925—1926 г. Изв. Геол. ком., 1927, 46, 136—137.
Наливкин Д. В. Отчет о состоянии и деятельности Геол. ком. за 1926—1927 г. Л., Изв. Геол. ком., 1929, 140—141.
Нестеровский Г. Геогностическое описание 6-го участка округа Златоустовских заводов. Горн. журн. 1837, 1.
Нестоянова О. А. Отчет по составлению геологической карты (1 : 50 000) юго-западной части Учалинского района БашАССР на восточном склоне Южного Урала. 1936. Рукопись. Баш. геол. трест.
Николаев А. В. Вулканизм в геологической истории Тянь-шаня, Тр. 3-го съезда геол., 1939, вып. 1.
Ормонт Н. Н. Геолого-петрографическое описание юго-западной части Миасского гранитного массива. 1938. Рукопись МГРИ.

Павлинов В. И. Стратиграфия и тектоника южной части Южного Урала. Тр. Моск. геол.-разв. инст., 1937, 9.
Падуров Н. Н. Кристаллические сланцы Иртышских гор. Мат. общ. и прикл. геол., 1929, вып. 88.
Петренко А. А. Геологический очерк Орско-Домбаровского промышленного района. Зап. Мин. общ., 1939, № 3.
Полканов А. А. Геолого-петрологический очерк северо-западной части Кольского полуострова. Часть 1. Л.—М., Изд. Акад. Наук, 1935.
Попов В. И. История депрессий и поднятий в Западном Тянь-шане, 1938.
Пэк А. В. К вопросу о трещинной тектонике Южного Урала. Сб. в честь 50-летия науч. деятельности акад. Ф. Ю. Левинсон-Лессинга. Тр. Петр. инст. Акад. Наук, 1934, вып. 6.
Разумная Е. Г. и Мирлин Г. А. Предварительный отчет о геологическом картировании юго-восточной части Миасского района. 1933. Рукопись.
Разумовская Е. Геология южной части Южного Урала. XVII Междунар. геол. конгресс, Уральская экскурсия. М.—Л., ОНТИ НКТП, 1937.
Разумовский А. К. Сводный отчет по работам 1934 г. Блявинской геологической группы ЦНИГРИ. 1935. Рукопись.
Редикорцев. Князе-Александровская россыпь в округе Златоустовских заводов. Горн. журн., 1832, № 6.
Реутовский. Полезные ископаемые Южного Урала. Рукопись.
Рожков И. С. Предварительный отчет о работе в районе Васильевского месторождения. 1933. Рукопись ГРО Миассзолото.
Рожков И. С. Предварительный отчет о геологическом исследовании окрестностей оз. Тургояк, Мелентьевского и Васильевского рудников за 1934 г. Рукопись ГРО Миассзолото.
Рожков И. С. Мелентьевское полиметаллическое месторождение. Тр. Урал. фил. Акад. Наук, 1935, вып. 4.
Рожков И. С. Мелентьевское золоторудное месторождение полиметаллического типа. 1936. Рукопись ГРО Миассзолото.
Садовский. Описание разведок, произведенных в дачах Златоустовского округа. 1900.
Садовский. Краткие сведения о разведках в Златоустовском горном округе с 1899 по 1906 г. Рукопись.
Сапожников Д. Г. Район между ст. Ай и р. Саткой. XVII Междунар. геол. конгресс, Уральская экскурсия. М.—Л., ОНТИ НКТП, 1937.
Сементовский В. Н. Орографический очерк Чашковского хребта. Прот. Общ. естеств. при Казан. унив., 1912, № 76.
Сергиевский. Эффузивные циклы Урала. Геол. карта Урала. 1939.
Сигов А. И. Геолого-экономическая характеристика россыпных месторождений золота бассейна р. Миасс. Предварительный отчет за 1935 г. Рукопись ГРО Миассзолото.
Смирнов А. Железные руды Урала. Свердловск, 1931.
Смирнов Н. Н. Государственный Ильменский минералогический заповедник. Тр. по научн. заповедн. Главнауки, 1927, вып. 8.
Смирнов Н. Н. Кристаллические сланцы южной части Ильменских гор. Тр. Урал. фил. Акад. Наук, 1935, вып. 3.
Соколова Е. А. Отчет о геологической съемке в Челябинском и Еманжелинском районах восточного склона Южного Урала. Фонды Урал. геол. упр., 1932, рукопись.
Сущинский П. П. Материалы по изучению контактов глубинных горных пород с известняками в юго-западной Финляндии. Тр. СПб. общ. естеств., 1912, 36, вып. 5.
Тарханеев Ф. К. Окончательный отчет по геолого-экономическому обследованию месторождений и флюсов Южного Урала. 1933. Рукопись. Отдел фондов УГТ.
Тарханеев Ф. К. Отчет о геологоразведочных работах Тургоякских месторождений известняков. 1934—1935. Рукопись. Отдел фондов УГТ.
Татаринов П. М. Баженовское месторождение хризотил-асбеста. Тр. геол. ком., 1928, вып. 185.
Тихонов А. Н. Докладная записка. Миасские приски Российского золотопромышленного общества. 1914. Рукопись.
Тихонович Н. Н. Годовой отчет об исследованиях в Южном Урале в 1917 г. Изв. Геол. ком., 1918, 27.
Уральский Б. П. Сыростанское месторождение талька. 1930. Рукопись. Фонд ВИМС.
Уральский Б. П. и Бочарова А. П. Сысертское месторождение антофиллит-асбеста. Тр. Всесоюзн. инст. мин. сырья, 1937, вып. 125.
Усов М. А. Фазы и циклы тектогенеза Зап.-Сиб. края, Томск, 1936.
Усов М. А. Фазы тектогенеза. Сов. геол., 1938, № 11.

Успенский Б. А. Геологическое строение района Златоуста пл. № 40—36. Рукопись. Фонды УГТ.
Ферсман А. Е., Порватов Б. М. и Кузнецов Е. А. Корунд. Сб. Абразионные материалы. Л., Изд. КЕПС Акад. Наук, 1926.
Хабаков А. В. Следы каледонского диастрофизма в южной части Южного Урала. Зап. Мин. общ., 1936, 64, № 1.
Харкер А. Метаморфизм. М., ОНТИ НКТП, 1937.
Хесс Г. Г. Островные дуги аномалии силы тяжести и интрузии серпентинитов. Тр. XVII Междунар. геол. конгр., 1939, 2.
Чернышев Ф. Н. Общая геологическая карта России. Тр. Геол. ком., 1889, 3, № 4.
Чернышев Ф. Н. и Карпинский А. П. Орографический очерк 139 листа общей геол. карты. Тр. Геол. ком., 1899, 3, № 2.
Шахов Ф. Н. Материалы по геологии Таналык-Баймакского меднорудного района на Южном Урале. Изв. Сиб. технолог. инст., Томск, 1928, 49, № 1.
Шепелев Л. П. Предварительный отчет Уральской графитовой разведочной партии Института прикладной минералогии и металлургии цветных металлов по геолого-разведочным работам. 1929. Рукопись. Центр. фонд Инст. мин. сырья.
Штукенберг А. А. Общая карта России. Лист 138. Тр. Геол. ком., 1890, 4, № 2.
Щуровский Г. Уральский хребет в физико-географическом, геогностическом и минералогическом отношениях. М., 1841.
Яншин А. Л. Отчет о поисковых работах на фосфориты между Актюбинском и Орском. Фонды Научн. инст. удобрен., 1930 Рукопись.
Яншин. А. Л. Тектоника Каргалинских гор. Бюлл. Моск. общ. ест., 1932, 10, № 2.
Bubnov S. Grundproblem der Geologie. 1931.
Bucher W. H. The deformation of the earth's crust, 1933.
Harker A. Natural history of igneous rocks. 1909.
Penk W. Die morphologische Analyse. Stuttgart. 1924.
Tschernyschew Th. A partir de la ville d'Oufa jusqu'au versant oriental de l'Oural. Guide d. excurs. d. VII Congr. Geol., SPb., 1897.

92.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Стр.

Предисловие 3

В. С. Коптев-Дворников. Геологическое строение полосы кристаллических сланцев района г. Златоуста

I. Литературный очерк 7
II. Орогидрографический очерк 13
III. Геологический очерк 20
Введение 20
А. Восточный комплекс 21
1. Карбонатная свита 21
2. Уральская свита 60
3. Изверженные породы и продукты их метаморфизма, развитые среди сланцев карбонатной и уральской свит 76
4. Область развития гранитов Сыростанского массива 84
Б. Западный комплекс 99
1. Уреньгинская зона 99
2. Инъекционная зона 106
3. Изверженные породы западного комплекса и продукты их метаморфизма 115
В. Тектоника 121
1. Общие замечания 121
2. Тектоника района 128
Г. Полезные ископаемые 138
1. Первая группа 139
2. Вторая группа 139
3. Третья группа 145
Заключение 146

Е. С. Доброхотова. Геологическое строение зеленокаменной полосы (Сыростан-Миасс)

I. Орогидрография 157
II. Геология 159
1. Верхний силур — нижний девон ($S_2 — D_1$) 163
2. Интрузивные породы 169
3. Средний девон (D_2) 174
4. Верхний девон (D_3) 177
5. Нижний карбон (C_1) 181
6. Краткий стратиграфический обзор 186
III. Петрографическое описание пород зеленокаменной полосы 190
1. Эффузивные породы 190
2. Осадочные породы 205
3. Интрузивные породы 213
IV. Тектоника 229
V. История геологического развития района 240

П. С. Рожков. Полезные ископаемые Миасской части зеленокаменной полосы.

I. Исторический очерк 245
II. Краткая геологическая характеристика района и приуроченность месторождений 246
III. Месторождения золота 248
А. Рассланцованные зоны с колчеданом и полиметаллическим оруденением 248
1. Мелентьевское золоторудное месторождение 248
2. Миасская кварцево-серицитовая полоса с сульфидным оруденением 260

Стр.

Б. Кварцево-золотоносные жилы 261
В. Вкрапленные руды 263
IV Месторождения меди 264
V. Месторождения хромистого железняка 265
VI. Месторождения железа 266
VII. Месторождения талькового камня 266
VIII. Месторождения известняков 267

Г. А. Мирлин. Центральный зауральский комплекс

I. Введение в литературный обзор 269
II Геоморфологический очерк 271
III. Геологический очерк 274
А. Западная зона (Миасско-Кундравинская) 274
Б. Центральная зона (Чебаркульско-Камбулатовская) 281
В. Восточная зона (Запиваловско-Медведевская) 283
IV. Петрографический очерк 286
1. Эффузивные породы 286
2. Интрузивные породы 288
3. Осадочные породы палеозойского возраста 294
4. Осадочные породы третичного возраста и современные образования 295
V. Возраст горных пород и стратиграфические соотношения 296
VI. Полезные ископаемые 302
1. Месторождения золота 303
2. Прочие месторождения 304

VIII

В. С. Коптев-Дворников Главные черты геологической истории по данным разреза Златоуст—Челябинск

Заключение 305
Литература 321

06000117732